ISLÄNDISCHE MASSENERUPTIONEN

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER HOHEN LUDWIGS-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT

ZU MÜNCHEN

VORGELEGT VON

HANS RECK

MÜNDLICHE PRÜFUNG AM 27. NOVEMBER 1909

JENA
GUSTAV FISCHER
1910

38256

ISLÄNDISCHE MASSENERUPTIONEN

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER HOHEN LUDWIGS-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT

ZU MÜNCHEN

ACAD. LUGD. BAT. BIBL.

VORGELEGT VON

HANS RECK

MÜNDLICHE PRÜFUNG AM 27. NOVEMBER 1909

JENA
GUSTAV FISCHER
1910

Abdruck aus:
Geologische und Paläontologische Abhandlungen. Herausgegeben von E. Koken.
Neue Folge Band IX. (der ganzen Reihe Bd. XIII.) Heft 2.

Einleitung.

Einreihung der Masseneruptionen in die Systematik der Vulkane. — Lavavulkane und Spalteneruptionen. — Masseneruptionen. — Einteilung des Stoffes.

Bevor ich mich der großen Gruppe der vulkanischen Erscheinungen zuwende, deren Studium ich mir, soweit dies auf Grund meiner eigenen Beobachtungen während des Sommers 1908 auf Island, und der wenigen Mitteilungen in der Literatur möglich ist, zur Aufgabe gemacht habe, halte ich es für notwendig, einige Bemerkungen über die übliche Systematik der Vulkane vorauszuschicken, um die Stellung der Masseneruptionen in diesem System festzulegen. Ein ausgezeichnetes Einteilungsprinzip haben uns die letzten Jahrzehnte in den Arbeiten BRANCAS und GEIKIES[1]) gegeben. Wir unterscheiden darnach:

A. Vulkane:
   1. Explosionskrater — Maartypus.
   2. Stratovulkane — Vesuvtypus,
   3. Lavavulkane — Hawaitypus.

B. Spalteneruptionen.

Diese beiden großen Gruppen stellen, auf die Erdoberfläche projiziert, das punktförmige oder das lineare Wirken der vulkanischen Kräfte dar. Diese Begriffe sind natürlich nur relativ zu verstehen. Im einen Fall resultiert ein Förderrohr von mehr oder weniger rundlicher Gestalt, ein Vulkanschlot, im anderen Fall ein steil gegen die Oberfläche orientierter Eruptionsgang. Erfahrungsgemäß äußern sich die plutonischen Kräfte an der Oberfläche fast stets unzweideutig im einen oder im anderen Sinne, so daß es wohl nur seltene Fälle gibt, bei denen man im Zweifel sein kann, ob man eine Erscheinung den Vulkanen oder den Spalteneruptionen zuzählen soll. Das flächenhafte Wirken der vulkanischen Kräfte im größten Maßstabe werden wir an zahlreichen Beispielen, die uns die großen Spalteneruptionen Islands liefern, verfolgen können, während wir bei den Lavavulkanen der Insel das lineare Wirken derselben Kräfte kennen lernen werden. Dasselbe kann nun auf einer schon vorgezeichneten Schwächelinie stattfinden, dann steht der Vulkan auf einer Spalte, oder die vulkanische Kraft dringt unabhängig von einer solchen aus den Tiefen an die Erdoberfläche. Der Nachweis, daß letzteres für die Lavavulkane Islands der Fall ist, gehört zu den wichtigsten Resultaten meiner Beobachtungen an diesen interessanten Lavabergen.

1) Cf. GEIKIE, Ancient Volcanoes of Great Britain. Vol. 1. 1897.

Auf die große Bedeutung der Lavavulkane als eines besonders charakterisierten Vulkantypus aufmerksam gemacht zu haben, ist zweifellos vor allem das Verdienst amerikanischer Geologen, indem uns DUTTON [1]) und DANA [2]) mit dem Mechanismus der gewaltigen hawaischen Lavavulkane vertraut gemacht haben. Die Existenz zahlreicher solcher Vulkane auf Island, die jetzt allerdings sämtlich erloschen sind, hat uns THORODDSEN [3]) gelehrt, aber da die Beobachtungen an denselben meistens hinter den vielen anderweitigen Studien THORODDSENS, die mehr geographischer Natur waren, notwendig zurücktreten mußten, so waren unsere Kenntnisse über die Lavavulkane Islands bis heute noch in fast völliges Dunkel gehüllt. Außer THORODDSEN hat nur v. KNEBEL [4]) und neuerdings auch Prof. SAPPER [5]) solche Vulkane eingehender untersucht, und verdanken wir ihren Arbeiten manche wertvolle Beobachtung an diesen Bergen. Der Mangel an genügend zahlreichem Beobachtungsmaterial veranlaßte mich, gerade über diese Vulkanspecies auf meinen Reisen durch die Lavawüsten des inneren Hochlandes möglichst viele neue Beobachtungen zu sammeln.

Morphologisch heben sich alle Lavavulkane Islands als flache Schilde mit rundlicher Basis von ihrer Umgebung ab. Daher hat man sie auch Schildvulkane genannt; die unglückliche, weil nicht charakterisierende Bezeichnung Domvulkane ist aus dem Englischen übernommen. Für die isländischen Lavavulkane ist die Schildform ganz auffallend typisch. Da, wo beim Schild der Buckel ist, genau in derselben zentralen Lage erhebt sich bei den isländischen Lavavulkanen ein steiler erhöhter Ring aus kompakter Lava, der den Krater umschließt. Ich werde daher im folgenden die isländischen Lavavulkane stets als Schildvulkane bezeichnen.

Diese Bezeichnung hat noch den Vorteil, daß sie andere Bildungen, die auch zu dem Begriff der Lavavulkane gestellt werden, ausschließt; ich meine hiermit vor allem die in ihrer Entstehungsweise noch recht strittigen Quellkuppen.

Charakteristisch für die Lavavulkane im allgemeinen, wie auch für die Spalteneruptionen, ist die Homogenität ihres Aufbaues und ihr geringer Böschungswinkel.

Streng homogen wäre ja nur die Quellkuppe; die anderen Lavavulkane dagegen bauen sich aus zahlreichen, übereinander gelagerten massiven Lavabänken auf, in denen loses vulkanisches Material entweder ganz fehlt, wie bei den Schildvulkanen, oder nur als seltene Nebenerscheinung auftritt, wie bei den Lavavulkanen von Hawai. In diesem Sinne lassen sich die Lavavulkane allgemein als homogene Vulkane auffassen. Sie sind aber auch Masseneruptionen infolge der großen Masse des geförderten Magmas. Es ist wichtig, zu betonen, daß also auch echte Vulkane Masseneruptionen haben, da man in den Lehrbüchern [6]) vielfach Massen- und Spalteneruptionen als identische Begriffe angeführt findet, trotzdem natürlich der Begriff der Masse bei den Spalteneruptionen genau dieselbe Dehnbarkeit besitzt, wie bei den Lavavulkanen; denn auch dort bauen sich über der Spalte, aus der das Magma abfließt, oft zahlreiche und an Größe recht bedeutende Schlackenkegel auf, die aber auch im Verhältnis zur Masse der geförderten Lava selbst stets stark zurücktreten, wie wir im zweiten Teil dieser Arbeit noch näher ausführen werden.

---

1) Cf. DUTTON, Hawaian Volcanoes. U. St. Geol. Surv. 1882/83.

2) DANA, Geol. U. St. Expl. Exped. — Ders., Characteristics of Volcanoes. London 1890.

3) THORODDSEN, Island. Ergänz.-Bd. 152/153. PETERM. Mitt. 1905.

4) v. KNEBEL, Lavavulkane auf Island. Deutsche Geol. Ges. 1906. Vergl. auch ders., Vulkanismus. Die Natur. Bd. 3. 1907.

5) SAPPER, Ueber einige isländische Lavavulkane. D. G. G. Bd. 59. Jahrg. 1907. Monatsber. pag. 104—109.

6) z. B. KAYSER, Lehrbuch der Geologie. Bd. 1. 1903. pag. 560.

Ich habe den Stoff meiner Arbeit in zwei Untergruppen geteilt, die Lavavulkane und die Spalteneruptionen, zwei morphologisch sich sehr entfernt stehende Gruppen des Begriffes der Masseneruptionen. In der ersten Abteilung werde ich zunächst versuchen, meine eigenen Beobachtungen in Island mit den wenigen Mitteilungen in der Literatur zu einem einheitlichen Bilde zu vereinigen, um in einem weiteren Kapitel dieses Bild mit den Erscheinungen der heute noch tätigen Lavavulkane auf Hawai zu vergleichen. In der zweiten Abteilung meiner Arbeit habe ich mir zur Aufgabe gemacht, die großen Spalteneruptionen der Insel, ebenfalls zunächst aus den Ergebnissen meiner eigenen Untersuchungen, unter Berücksichtigung der einschlägigen Literatur, zu schildern, um sie mit der tertiären, regionalen nordatlantischen Basaltüberschüttung zu vergleichen, da wir auf der heutigen Entwickelungsstufe der Erdkruste nirgends analoge Phänomene in gleicher Großartigkeit in Tätigkeit finden.

A. Lavavulkane.

I. Die Schildvulkane Islands.

1. Allgemeine Charakteristik.

Charakteristischer Bau. — Wesentliche Bestandteile.

Als Schildvulkane bezeichne ich die Lavavulkane, die sich durch die allseitige Gleichmäßigkeit ihres Aufbaues und durch den Besitz eines von einem Kraterring umgebenen zentralen Gipfelkraters von den übrigen Lavavulkanen unterscheiden. Sie kommen meines Wissens nur auf Island vor[1]). Explosionsprodukte fehlen ihnen vollständig. Ihre flache, schildförmige Gestalt verdanken sie also der zu einer zentralen Achse symmetrischen Lagerung der kompakten Lavabänke. Sie tragen sämtlich in ihren Gipfel eingesenkt einen runden bis elliptischen Krater, der von einem Kraterring von wechselnder Höhe umgeben ist. Der Kraterring besteht ebenso aus kompakter Lava und hebt sich durch eine steile äußere Böschung scharf von der Oberfläche des Lavaschildes ab. Ist sein Rand ungestört, so bildet er einen vollständigen Ring um den Krater, der jedoch nur in einzelnen Fällen auf seine ganze Erstreckung gleiche Höhe hat; oft ragen höhere Spitzen über das mittlere Niveau des Randes steil empor. Der Boden des Kraters ist vom Kraterring in den meisten Fällen an konzentrischen Bruchlinien abgesunken. In einzelnen Fällen ist der Krater auch gänzlich mit Lava ausgefüllt, die in solchem Niveau erstarrt sein kann, daß der Kraterring nur noch durch einen ungleichmäßigen Ring von Lavaklippen angedeutet ist. Der Kraterboden bildet eine horizontale Fläche. Die Einbrüche im Krater können dreierlei Art sein: entweder der ganze Kraterboden hat sich gesenkt, oder einzelne zylindrische Kesselbrüche haben in demselben stattgefunden, oder es resultierte eine Kombination beider Arten, indem sich der Kraterboden erst gesenkt hat, und dann noch einzelne Einbrüche innerhalb desselben stattfanden. Für all diese primären und sekundären Senkungen ist jedoch charakteristisch, daß sie an senkrechten oder nahezu senkrechten Abbruchwänden erfolgten und meist schlotförmig, also von kreisrundem bis elliptischem Querschnitt sind.

Ein bestimmtes Verhältnis zwischen der Masse des Berges und der Weite des Kraters besteht nicht, ebensowenig wie sich eine Abhängigkeit zwischen den Dimensionen des Kraters und denen der Senkungszylinder feststellen läßt.

1) Es ist mir nicht unbekannt, daß auch aus dem innerafrikanischen Graben über ähnliche Vorkommnisse berichtet wird, doch sind sie noch zu wenig durchforscht, um in dieser Arbeit Berücksichtigung finden zu können.

Die Schildform dieser Vulkane ist eine unmittelbare Folge des nach allen Seiten gleichmäßigen Austretens eines sehr dünnflüssigen Magmas aus dem Gipfelkrater. Dieses ruhige Ueberfließen gestattete eine gleichförmige, dünnbankige Verteilung der Laven über die Berghänge, ohne zu einer Differenzierung in Einzelströme zu führen. Die Dünnflüssigkeit des Magmas ergibt sich in allen Fällen aus typischen Fließstrukturen, auf deren Charakteristik ich noch einzugehen Gelegenheit haben werde.

2. Die Kolótta Dyngja als Typus der Schildvulkane.

Allgemeines. — Oberfläche. — Flüssigkeitsgrad des Magmas. — Kraterring. — Kraterkessel. — Senkungsschlote.

Um die genannten charakteristischen Erscheinungsformen der Schildvulkane an einem typischen Beispiel näher zu erörtern, wähle ich zunächst die Kollótta Dyngja (zu deutsch: der runde Berg), die vor mir erst ein einziges Mal von THORODDSEN [1]) bestiegen worden, und damals infolge Schneefalles der Beobachtung recht wenig zugänglich war, während mich das denkbar beste Wetter begünstigte. Schon THORODDSEN weist darauf hin, daß gerade die Kollótta Dyngja alle charakteristischen Eigenschaften eines Schildvulkanes in schönster Ausbildung zeigt, so daß mit einer näheren Schilderung ihres Aufbaues gleichzeitig ein Beispiel gegeben ist, dem sich alle Schildvulkane ohne Schwierigkeiten anreihen lassen.

Die niedrige Kuppe der Kollótta Dyngja erhebt sich am Südende des Tuffgebirges der Herđubreiđarfjöll, an das sie sich im NNO anlehnt, während auf den drei anderen Seiten ihr Fuß in den Lavafeldern des Ódáđahraun steht, an deren Aufbau sie sich auch beteiligt hat. Ihr Basisumfang beträgt 19 km, ihr Gipfel liegt nach einer Messung THORODDSENS 1200 m ü. d. M., was einer relativen Höhe von 500 m entsprechen würde. Meine barometrische Messung ergab eine relative Höhe von 420 m. — Schon bei der Annäherung an den Berg sah man, wie eine gewaltige offene Spalte von den Herđubreiđarfjöll herabzieht, und die Gehänge des Berges im unteren Drittel seiner Höhe durchläuft, um sich später, mit zahlreichen Schlackenkratern besetzt, in der Richtung auf die Dyngjufjöll fortzusetzen. Diese Spalte greift etwa 50 m tief in den Berg ein und erschließt sehr schön seinen inneren Bau. Mit dem Bau des Berges selbst hat sie gar nichts zu tun, da sie jünger ist, als der in seinem Aufbau bereits vollendete Vulkan; auf diese Spalte werde ich später noch zurückkommen, jetzt interessiert uns nur das durch dieselbe angeschnittene Profil.

Dieses Profil zeigt eine vollkommen regelmäßige Aufeinanderfolge von Schichten einer gleichartigen, basischen Lava. Die dünnsten Schichten haben eine Mächtigkeit von ca. 30 cm, die mächtigsten waren über 1 m stark. Dickere und dünnere Schichten wechselten in ihrer Reihenfolge regellos ab. Ein ganz analoges Profil werde ich oben in dem Senkungsschlot des Kraters zu erwähnen haben. Von ganz besonderer Wichtigkeit an diesem Spaltenprofil ist jedoch die Feststellung, daß die einzelnen Lavabänke an ihrer Oberfläche, soweit dieselbe zu beobachten war, deutlich wulstförmige Fließstruktur zeigen, und zwar sind die Oberflächen der Flußkanäle nicht etwa zerkratzt oder zerquetscht, auch haben sie nicht die vielgedrehte und gewundene Struktur, wie z. B. die bekannten Taulaven einzelner zähflüssiger Ströme vom Vesuv, sondern genau dieselben Formen waren zu beobachten, die der äußerste Mantel des Berges allenthalben zeigt. Die Trennungslinien zwischen den einzelnen Bänken sind stets haarscharf; v. KNEBEL erwähnt sogar Lavastalaktiten, die er am Skjaldbreiđ zwischen den einzelnen Schichten gefunden. Es sei auch noch erwähnt, daß im untersten Teil der Spalte, an zwei gegenüber-

1) Cf. THORODDSEN, Island. pag. 127.

liegenden Stellen Tuffbreccie ansteht, die, wie überall in diesem Gebiet, den Untergrund der modernen Laven bildet. Ueber ihr hat sich der Vulkan aufgebaut, der also hier in seiner gesamten Mächtigkeit von der Spalte aufgeschlossen wird.

Die Oberflächenschicht des Berges, die wie ein Mantel die Gehänge gleichmäßig überzieht, ist ziemlich rauh und holperig. Schon von unten bietet sich dem Auge das Bild zahlloser kleiner Lavabäche, die, nach unten sich stets weiter verteilend, einstens sehr dünnflüssig die Abhänge herabgeeilt sein mußten.

Der Grad der Dünnflüssigkeit ergibt sich aus der Form der Lavabäche. Die oben allseitig wohl ziemlich gleichzeitig austretende Lava der jüngsten Eruption fand in der Umgebung des Kraters keine Depression — da die vorhergehenden Eruptionen von der gleichen Regelmäßigkeit waren — und hätte nur in ziemlich zähflüssigem Zustand differenzierte Lavaströme geben können; wir kennen die Fortbewegungsweise zähflüssiger Laven aus vielen Beispielen, wie sie z. B. auch der Vesuv bietet. Es bildet sich über dem Magma rasch eine Decke, die aus abgekühlten Lavaschollen besteht und einem seitlichen Auseinanderfließen der Lava Widerstand entgegensetzt. Der glutflüssige Strom drängt also unterhalb dieses Mantels der Neigung des Geländes folgend, nach abwärts, seine breite Front stets weiter nach vorn verschiebend. Ganz anders hier. Auch hier bildeten sich sofort nach dem Austritt aus dem Krater Tunnels, in denen das Magma talwärts drängte. Diese Tunnels verraten ihre Anwesenheit an der Oberfläche sofort durch die Wölbung ihrer Decke, die auch eingestürzt sein kann, so daß offene Rinnen die Lava durchziehen. Aber diese Tunnels sind selten groß, selten verlaufen sie unabgelenkt lange in einer Richtung; sie verästeln sich auf ihrem Wege an den Vulkangehängen vielfach, stets neue Zungen aussendend, die schließlich in kleinen, spitzen, flachen Formen, nicht in strickförmig gewundenen, halbkreisförmigen Fladen ihr Ende finden. Diese Gestaltung weist darauf hin, daß das abwärts drängende Magma eine starke lebendige Kraft in sich hatte, die dem Magma durch ein stets sich wiederholendes Ausbrechen aus den schon etwas kühleren Wandflächen der Flußkanäle das erneute rasche Vorwärtsschreiten am Berggehänge ermöglichte. Diese lebendige Kraft des Magmas kann natürlich bei der Gasarmut dieser Schildvulkanlaven nicht in den eingeschlossenen Gasen gesucht werden, liegt folglich im Magma selbst, und kann nur in einem außerordentlichen Maß von Dünnflüssigkeit gefunden werden. Diese kommt auch in der verhältnismäßig geringen Dicke der einzelnen Lavabänke zum Ausdruck, deren jede von einer anderen Eruption gebildet wurde, wie ich im folgenden noch zu beweisen haben werde.

An diesen Lavatunnels beobachtete ich noch zwei Erscheinungen. Die Flußkanäle werden gegen die oberen Teile des Berges zu größer und sind dann meist leer, so daß man oftmals über hohl klingende Stellen schreitet. An den Wänden der Kanäle hängen oft prachtvolle Lavastalaktiten. Thoroddsen erwähnt Höhlengänge von einer Größe, daß er bequem hineinkriechen konnte, im Durchschnitt variiert aber ihr Durchmesser zwischen 20 und 40 cm. Die Wände solcher Kanäle mögen im Mittel etwa 5 cm dick sein. Oftmals ist die Decke derselben eingebrochen, so daß sie als Rinnen auf der Lavaoberfläche erscheinen.

Vielfach findet man auch Aufwölbungen von hornito-ähnlicher Gestaltung wiederum besonders zahlreich in den oberen Partien des Berges. Diese auffallenden, jetzt meist hohlen Gebilde haben oft eine oder mehrere Ausflußöffnungen an der Basis. Manche erklären sich wohl am einfachsten als Stauungserscheinungen beim Fließen der Lava. Echte Hornitos können es vielfach wenigstens nicht sein, weil deren Bildungsfaktor vornehmlich ein Ueberschuß an Gas im Schmelzfluß ist, das durch eine Gipfelöffnung

ausströmt. Solche Gipfelöffnungen kommen bei den eben geschilderten Aufwölbungen vor, fehlen aber in sehr vielen Fällen auch, während sich ein seitlicher Abflußkanal bei fast sämtlichen Hohlformen vorfand.

Alle Erhöhungen der Lavadecke waren Anziehungspunkte für elektrische Ausgleichserscheinungen; daher die große Zahl leicht glasierter Blitzröhren, die richtungslos die Lavaerhöhungen durchziehen. Die elektrischen Spannungsdifferenzen bei diesen Ausbrüchen müssen nach der Zahl dieser Gebilde, die auch vornehmlich in der Umgebung des Kraters auftreten, sehr stark gewesen sein; diese Blitzröhren dürften wenigstens teilweise Bildungen der Eruption selbst sein, weil sie gerade den Krater in großer Zahl umschwärmen. In den weiten Lavafeldern des umgebenden Ódáđahraun konnte ich sie niemals beobachten.

In mühsamem Aufstieg über diese Unebenheiten der an sich sehr ruhig geflossenen und nicht zerbrochenen Lava, die im Süden eine durchschnittliche Neigung von 6—7° zeigt, welche gegen den Gipfel zu um etwa 1° zunimmt, kommt man plötzlich an eine Wand von 10—15 m Höhe und steiler Böschung, welche im Durchschnitt etwa 30° zeigt. Dies ist der Kraterring. Auch er besteht aus solider Lava und enthält keine Spur schlackigen Materials. Durch Verwitterung ist allerdings die Oberfläche desto stärker zersetzt, je mehr wir uns dem Gipfel nähern, und in unregelmäßige Stücke und kleinere Blöcke aufgelöst, die oft die ursprüngliche Struktur nur noch undeutlich erkennen lassen.

Verfolgt man jedoch den Verlauf des Kraterringes, so zeigt sich, daß er ebenso wie der ganze Berg aus einer Uebereinanderlagerung von Miniaturlavaströmen besteht, die, wie riesige Fladen übereinander gelagert, die Steilheit der Böschung verursachen. Diese Lavafladen, über den Kraterrand geschleudert, flossen nach außen ab, und da sie an Größe keine weitgehenden Unterschiede zeigten, wenigstens eine gewisse Größe nur selten überschritten, verursachten sie den plötzlichen Knick in der Böschung des Berges gegen den Kraterring, den sie erzeugten und stets erhöhten. Auf die Entstehung der Kraterringe werde ich noch zurückkommen.

Von der Höhe des Kraterringes aus blickt man in einen weiten, flachen Kraterkessel, der ebenso wie der Ring annähernd kreisrund ist und etwa 500 m im Durchmesser haben mag. Der Kraterboden hat eine horizontale Oberfläche, liegt jedoch heute in einem tieferen als seinem ursprünglichen Niveau, da er vom Kraterring durch konzentrische Verwerfungsspalten getrennt ist. Auch auf ihm zeigen sich an der Oberfläche wieder die Wulstfiguren fließender Lava.

Im Kraterkessel sind ineinander geschachtelt verschiedene Abbrüche mit senkrechten Wänden zu konstatieren:

1) Die allgemeine Absenkung des Kraterbodens gegen den Kraterring. Dieselbe fand wahrscheinlich erst nach der oberflächlichen Erstarrung des Feuersees des Kraters statt, da nirgends Lavastandsmarken zu beobachten waren, wohl aber ab und zu äußerst steile Anschnitte des Kraterringes, dessen Gehänge sonst ebenso, wie ich dies schon für den äußeren Ring erwähnt habe, stark mit Einzelblöcken von Lava verschüttet waren.

2) Mehrere Einsenkungen in der Fläche des Kraters, zwischen senkrechten Wänden und von verschiedener Begrenzungsform, jedoch geringer Sprunghöhe, die 10 m nicht überschritt.

3) Der exzentrisch etwas nach Westen verschobene Haupteinbruchsschlot von annähernd 50 m Weite und ebensolcher Tiefe. Auch seine Wände durchschneiden senkrecht die zwischen 30 und 100 cm an Mächtigkeit regellos wechselnden Schichten der Lava und stellen einen vollkommenen, etwas elliptisch gestreckten Zylinder dar. Der Boden des Einsturzschlotes ist durch Gesteinschutt und Schneebedeckung der Beobachtung entzogen.

Damit haben wir alle eingangs erwähnten, charakteristischen Eigenschaften der Schildvulkane im allgemeinen an der Kollótta Dyngja beschrieben, die in ihrem modellartigen, einfachen Bau dieselben ohne andere erschwerende Nebenerscheinungen zeigt, und können wir uns nunmehr der Betrachtung eines anderen, nur wenige Kilometer entfernten Berges zuwenden, nämlich der Herđubreið, deren Schildvulkannatur nachzuweisen mir bei einer Erstersteigung derselben gelang.

3. Die Herđubreið.

Erstbesteigung. — Streit über die vulkanische Natur des Berges. — Prähistorische Ausbrüche. — Der Anstieg. — Tuffsockel. — Lavakappe. — Kontakt. — Die Lava. — Das Plateau. — Kein Gletscher. — Der Kraterring. — Der Kraterkessel. — Herđubreið, ein Schildvulkan. — Ihr Alter. — Die Herđubreiđartögl.

Von weitem gesehen, entspricht die Herđubreið, d. h. die Breitschultrige, ihrer äußeren Form nach sehr wenig dem eben angeführten Beispiel der Schildvulkane. Sie ist ein ausgesprochener Tafelberg und sieht von der ihren Fuß umschließenden Lavawüste des Ódáđahraun aus einem Vulkan durchaus unähnlich; da aber die Ersteigungsversuche bisher stets mißglückt waren, so mußte man sich auf Vermutungen beschränken, und daher kam es, daß ihre vulkanische Natur überhaupt eine vielumstrittene Frage der isländischen Geologie bildete.

Die Herđubreið erhebt sich mit senkrechten Tuffbrecciewänden, über denen noch eine Reihe von horizontalen Lavabänken liegt, nach den trigonometrischen Messungen Scheels und Frisaks 1660 m über den Meeresspiegel und, verglichen mit Thoroddsens Höhenangabe von Herđubreiđarlindir an ihrem Fuße, ca. 1200 m über die Lavafläche des Ódáđahraun. Diese Angaben decken sich ausgezeichnet mit den Ergebnissen meiner Höhenmessungen mittels des Aneroids. Sie hat den Umriß eines Vierecks und macht den Eindruck eines stehengebliebenen ungeheuren Blockes, eines Horstes, während ringsum der Boden in dem Ódáđahraun einsank.

So sehr aber auf der einen Seite ihre vulkanische Natur bestritten wurde, so sehr wurde sie von anderer Seite behauptet. Allerdings ist sie keinesfalls so jugendlichen Alters, daß sie historische Ausbrüche gehabt haben könnte, wie dies in isländischen Büchern aus den Jahren 1341 und 1510 überliefert wird. Diese Eruptionen sind natürlich nur von der Ferne, von den Farmern der nächsten Gehöfte beobachtet worden, die jedoch alle 2—3 starke Tageritte entfernt liegen. Daraus erklärt sich, wie leicht ein Irrtum über die genaue Lage des Ausbruchspunktes selbst entstehen konnte, zumal ringsum in der Nähe noch zahlreiche, bis jetzt tätige Eruptionszentra liegen. Andererseits bestreitet Prof. Johnstrup [1]) 1876 die vulkanische Natur der Herđubreið und auch Thoroddsen bezeichnet sie 1905 [2]), lediglich aus der Form des Bergstockes schließend, als nachweisbar nicht vulkanisch. Die gleiche Angabe finden wir bei Herrmann [3]), während andererseits Keilhack die vulkanische Natur des Berges behauptet [4]).

Ich erstieg den Berg mit einem meiner Führer an einem schönen Augusttage von der Nordwestseite aus. Dort gewährt eine schmale Erosionsrinne die einzige Möglichkeit des Anstieges, da sonst von allen Seiten die Abbruchswände des Berges lotrecht zur Tiefe gehen. An die Nordwand des Berges lehnen sich, von seinen Schutthalden vielfach verdeckt, noch einige niedrige Schollen des Tuffbrecciegebirges an, die dann unter die Lavafläche des Ódáđahraun untertauchen.

1) F. Johnstrup, Indberetning om den Undersögelsesreise paa Island i Sommeren 1876. Rigsdagstiden for den 29. Samml. 1876/77.

2) Thoroddsen, Island. pag. 155.

3) P. Herrmann, Island. II. Teil. Leipzig 1907. pag. 198. (Verf. gibt dort eine allerdings wenig naturgetreue Abbildung der Herđubreið wieder.)

4) Keilhack, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 38. pag. 400.

Die Hauptmasse des ganzen Horstes besteht aus dieser Tuffbreccie, auf der die Plateaulavadecken des obersten Teiles horizontal aufsitzen. Wo der Tuff über die Lavadecke seitlich hervorragt, ist er zu bizarren Formen verwittert: spitze Nadeln, überhängende Blöcke, tief durchbohrte Wandflächen. Nach unten steckt er dagegen in einem ausgedehnten Schuttmantel, der sich stellenweise unter einem Neigungswinkel von 30—35° bis über die halbe Höhe des Berges hinaufzieht.

Der Aufstieg über diese Schutthalden ist ungemein langwierig und ermüdend, da der Gesteinschutt zu lose liegt, um dem Fuß einen festen Halt zu geben. Der Schutt enthält Stücke von braunem Tuff, die meist wegen ihrer geringen Härte wohl gerundet sind, ferner Stücke der oberen Lavadecken, vor allem aber teils kantige, teils gerundete oder an sich rundliche Stücke einer aus dem Tuff ausgewitterten basaltischen Lava. Vielfach haben diese Stücke das Aussehen von Bomben und Bombenteilchen, worauf die schalige Anordnung der Gasblasen um einen zentralen Punkt, und das schichtenweise Wechsellagern derselben mit dichten Lagen hinweist.

Wie mir an der Kollótta Dyngja eine weitklaffende Spalte Einblick in den inneren Bau dieser Vulkanart gestattete, so gewährte mir auch die Lavawand der Herđubreið ein Schnittprofil durch die Gehänge eines Schildvulkans. Schicht auf Schicht unterzog ich einer genauen Untersuchung bei meinem Aufstieg über diese Wände.

Zunächst interessierte mich der Kontakt der untersten Lavalage, die 600 m über dem Fuß des Berges steht. Der Tuff bildet eine im großen ziemlich horizontale Fläche, hatte aber kleine flache Erosionsmulden, welche die Lava in ihrem ersten Ausfluß füllte. Die unterste Lage zeigt daher wechselnde Mächtigkeit und stellenweise schöne, ausgebildete Absonderungsformen; der Tuff ist an der Berührungsstelle rot gebrannt. Alle über diesem ersten folgenden Ströme lagern parallel übereinander, auf die ganze Länge der Bergwand hin keine wesentliche Aenderung ihrer Dicke zeigend. Die Mächtigkeit der verschiedenen Bänke übereinander wechselt regellos, genau wie es an der Kollótta Dyngja der Fall war. Einzelne der Decken erreichen Mächtigkeiten von ca. 2 m. Oefters bot sich auch wieder Gelegenheit, Oberflächenpartien der einzelnen Lavabänke zu beobachten. Sie zeigen stets die typischen Wulstfiguren eines rasch fließenden Magmas.

Als ich endlich nach schwierigem Klettern über diese fast senkrechten Lavaabbrüche über den ganz flach geneigten Rand des Plateaus blicken konnte, war ich zunächst sehr erstaunt, statt des von Thoroddsen hier verzeichneten Gletschers eine schwarze, fast vollkommen schneefreie Hochfläche vor mir zu sehen, die allseitig gleichmäßig von einer pyramidenförmigen scharfen Spitze mit einer Neigung von 9—10° abzufallen schien. Die einzige markante Erscheinung des Plateaus war eben diese Pyramide, die aber nicht im Zentrum, sondern der Südostecke desselben genähert, sich erhob. Auch sie war völlig schneefrei, und ihre beiden Schenkel flachten sich gleichmäßig nach rechts und links ab.

Auf meinem Wege dahin marschierte ich stets über die Oberfläche einer verhältnismäßig jungen Lava, deren Wulstfiguren ebenfalls auf eine hochgradige Dünnflüssigkeit des sie bildenden Magmas hinwiesen. In flachwelligen Einsenkungen traf ich dabei auch öfters kleine Schneeflecke, die bei der 7° C betragenden Temperatur in rapidem Schmelzen begriffen waren, so daß mehrfach kleine Bäche zwischen den Lavafladen sich dahinschlängelten. Auf dieser exponierten Höhe ist die Lava natürlich auch einem sehr raschen Zersetzungsprozeß ausgesetzt, was sich in der Auflösung der Lava in teils polygonal unregelmäßig begrenzte, teils auch völlig formlose Stücke zeigte. Angesichts dieser weitgehenden Zerstörung ist es schon sehr unwahrscheinlich, Ausbrüche in historischer Zeit aus diesem Vulkan anzunehmen, was ja auch ohnedies daraus erhellt, daß auch die oberste Lavadecke der Herđubreið von dem

Abbruch der Wände mitbetroffen ist, die Herđubreið aber sicher schon älter ist, als die isländische Geschichte. Diese Verwitterungserscheinungen nahmen übrigens genau wie bei der Kollótta Dyngja gegen den Gipfel hin zu, und als ich am Fuße der erwähnten Pyramide angekommen war, fand ich auch sie größtenteils mit losen Blöcken zersetzter Lava bestreut. Doch konnte ich ab und zu wieder deutlich einzelne kleine Miniaturlavaströme erkennen, die eben bis dahin geflossen waren, wo mit einem steilen Knick die Böschung der Pyramide von der des Hochplateaus sich abhob. Letztere war die für die oberen Teile eines Schildvulkans typische von 9—10°, während der Winkel an der Pyramide 35° betrug. Ihre Höhe bis zur höchsten Spitze betrug ca. 25 m (Taf. II [XII], Fig. 3).

Als ich ihre Höhe erstiegen hatte, blickte ich in einen weiten elliptischen Schlot mit senkrechten Wänden (Taf. III [XIII], Fig. 4). Die lange Achse der Ellipse mag an 200 m, die kurze über 150 m betragen haben. Die Tiefe des Kessels schätzte ich auf reichlich 100 m von dieser höchsten Spitze aus. Von der Durchschnittshöhe des übrigen, ziemlich gleichmäßigen Kraterringes ist sie etwa 80 m. Die schon beschriebene Pyramide ist nämlich der höchste Punkt des Kraterringes, der ringsum den Kraterschlot umgibt, in den der ganze ovale Kraterboden abgesunken ist. Die senkrechten Wände zeigen natürlich ein ganz ähnliches Profil, wie die Außenwand des Berges; auch hier wechseln mächtige Lavaschichten bis zu 2 m Dicke; auch hier zeigt der Kraterring nach innen den senkrechten Anschnitt seiner Laven bis fast hinauf zur höchsten Spitze. Andere Störungen konnte ich auf dem ganzen Plateau nicht feststellen. Der Kraterboden war nicht zu sehen, da er von Schnee und Gesteinsschutt völlig verdeckt war.

Wir haben hier an der Herđubreið wiederum alle Charakteristika eines Schildvulkans kennen gelernt: die dünnen Bänke eines dünnflüssigen Magmas in ungestörter Reihenfolge übereinander, keine Spur von Explosionsprodukten, weder an der Basis, noch zwischen irgendwelchen Schichten, die flache Neigung von einem höchsten Punkte her, der, von einem Kraterring umsäumt, einen runden Einbruchskessel, den einstigen Krater, enthält. Wir sind sonach zur Annahme gezwungen, daß die Herđubreið ein echter Schildvulkan ist, deren äußere Erscheinungsform lediglich durch jüngere tektonische Vorgänge beeinflußt wird.

Was das Alter der Herđubreið betrifft, so habe ich weder an den Gehängen, noch sonst irgendwo die geringsten Anhaltspunkte gefunden, die zu der Ansicht berechtigen würden, die Thoroddsen vom Bláfjall ausspricht, das sonst genau die gleichen Verhältnisse aufweist, wie die Herđubreið: daß sie nämlich präglazial oder glazial sei und, wegen der Erhaltung ihrer Oberflächenstruktur, als Nunatak aus dem Inlandeise emporgeragt habe. Für die Herđubreið liegt keinerlei Grund für eine solche Annahme vor; auf das Bláfjall werde ich im nächsten Kapitel zurückkommen. Die Tuffwände zeigen viel zu frische Formen, um jemals vom Eis bearbeitet worden sein zu können, und auf den Lavabänken habe ich nirgends eine Spur von Schrammung beobachtet. Doch könnte eingewendet werden, daß in den weichen Tuffwänden die Spuren der glazialen Tätigkeit heute verwischt wären. Sehen wir uns deshalb nach einem anderen Anhaltspunkt über die Altersfrage in den umgebenden Gebirgen um. Im Osten und Westen sind solche nicht vorhanden; dort lehnt sich die Lava des Ódáđahraun direkt an den Fuß der Herđubreið an, aber im Norden und Süden finden wir Palagonittuffgebirge. Im Norden habe ich schon die niedrigen Tuffschollen erwähnt, die zwischen der Lava und dem Sockel des Berges sich erheben und durchaus keine glazialen Formen zeigen. Es fehlt ihnen das ebenmäßig Flache bis Wellige einer glazialen Oberfläche. Zwar sind ihre Umrisse durch Regen und Wind wohl gerundet, aber ihre gerundeten Formen gehören deutlich großen, getrennten Schollen an, denen der einheitliche Charakter, wie ihn das Eis in dem verhältnismäßig doch nicht sehr harten Material in kurzer Zeit hervorgebracht

haben müßte, völlig fehlt. Noch deutlicher zeigt sich der postglaziale Charakter der Landschaft im Süden. Dort erstreckt sich in schmalem Streif, nur durch eine tiefe Senke von der Herđubreið getrennt, ihr „Schwanz", wie es auf isländisch heißt: die Herđubreiðartögl. Leider konnte ich wegen Zeitmangels auf eine nähere Untersuchung derselben nicht eingehen, und mußte mich mit einer Uebersicht bei meinem Ritt entlang dem Gebirgsmassiv begnügen. Auch es besteht aus Tuff und erhebt sich bis zu 400 m aus der Ebene. Die Kammhöhe wird aber meist von mehreren Lavalagen gebildet, die, oft stark gestört und zerbrochen, im allgemeinen gegen die Herđubreið zu geneigt sind. Was stellen diese Lavaschichten dar? Darauf antworten wir mit der weiteren Frage: Wohin sind die von der Herđubreið abgebrochenen Lavabänke gekommen? Sie sind weder im Osten, Norden noch Westen zu finden; dort sind sie zerstört oder unter moderner Lava begraben. Nur im Süden schließt sich hart an die Herđubreið ein bis 1077 m hohes Tuffgebirge an, das von stark gestörten Lavaschichten bedeckt ist; allerdings sah ich überall nur wenige, oft nur noch eine solche Lavabank über dem Tuff; stellenweise fehlten sie auch ganz. Diese Lagerungsverhältnisse berechtigen wohl an und für sich zu der Annahme, daß wir es hier mit der Fortsetzung der abgebrochenen Lavabänke der Herđubreið zu tun haben. Dazu kommt auch noch, daß die Lavabruchstücke, die ich am Berggehänge auflas, denen der Herđubreið vollkommen ähnlich sahen. Die stärkere Denudation erklärt sich aus der stärkeren Störung der Bänke auf einer gesunkenen Scholle. Diese Scholle ist daher niedriger, und zwar bedeutend niedriger, als die Herđubreið; sie könnte also, wäre sie präglazial, keinesfalls aus dem Eise als Nunatak emporgeragt haben, war doch auch das über 1000 m hohe Sellandafjall vom Eis begraben gewesen, so daß es heute deutlich geschrammt ist. Daß dieses Gebirge aber niemals vereist war, ergibt sich klar auf den ersten Blick. Wir haben überall frische, junge Bergformen vor uns, mit steilen Wänden, oft tief in losem Schutt steckend, niemals aber ein geschrammtes Stück Tuff oder Lava, obwohl ich stundenlang an ungeheuren Blockansammlungen vorbeiritt, die größtenteils von den Lavalagen auf der Kammhöhe herstammten.

Jedoch schon bevor wir die Senke, die die Herđubreið von den Herđubreiðartögl trennt, überschreiten, treffen wir hart an ihrem Fuße auf eine Scholle, die aus steil gestellter Lava besteht, auf eine lange Strecke hin die Südwand des Berges begleitet und tief im Verwitterungsschutt steckt. Sie ist stark im Auflösungsprozeß zu unregelmäßig polygonalen Stücken begriffen, aber nirgends war ein geschrammtes Stück Lava zu sehen; auch auf der anderen Seite der Senke stieß ich überall auf ungeschrammte Lava. Hätte nun diese Senke schon zu glazialer Zeit bestanden, so müßte sich zwischen den beiden Gebirgsstöcken das Eis mit besonderer Gewalt durchgeschoben haben, und die harte Lava, die in mächtigen Schollen zu beiden Seiten zu finden ist, wäre ganz besonders zur Bewahrung einer Schrammung bis auf den heutigen Tag geeignet gewesen; diese zeigt sich aber nirgends.

Es weisen also alle Verhältnisse klar darauf hin, daß die heutigen Niveaudifferenzen an der Herđubreið zur Glazialzeit noch nicht bestanden haben, also postglazial sind. Die Herđubreið hat also auch nicht als Nunatak aus dem Inlandeis hervorgeragt. Ihre Laven sind auch nicht geschrammt, folglich ist die Zeit ihrer Entstehung ins Postglazial zu verlegen. Da aber auch die jüngsten Lavalagen von den tektonischen Bewegungen ergriffen wurden, so sind diese die letzten Vorgänge, die die heutige Gestalt des Berges herausgemeißelt haben.

Die Herđubreið ist also ein postglazialer Vulkan vom Typ der Schildvulkane, die ihre heutige Gestalt als Tafelberg tektonischen Bewegungen verdankt, die nach dem Erlöschen ihrer Tätigkeit eintraten.

4. Bláfjall und Sellandafjall.

Thoroddsens Mitteilungen. — Bláfjall war kein Nunatak des glazialen Inlandeises. — Alter der Einbrüche.

Wie liegen die eben erörterten Verhältnisse beim Bláfjall? Und beim Sellandafjall, von denen ich das erstere schon als eine Schwesterbildung der Herđubreið genannt habe? Das Bláfjall ist genau ebenso ein Tafelberg wie Herđubreið und Sellandafjall. Das Sellandafjall [1]) ist auf seinem Plateau geschrammt, es ist also zweifellos glazial oder präglazial. Das Bláfjall zeigt jedoch auf seinem Plateau die deutlich erhaltenen Fließstrukturen einer rezenten Lava. Es ist 223 m höher als das geschrammte Sellandafjall. Es soll zufolge dieser Höhendifferenz als Nunatak aus dem Inlandeis emporgeragt haben [2]). Dagegen läßt sich zunächst anführen, daß die typischen Nunataks, wie sie heute noch zahlreich in den Randzonen der großen isländischen Inlandeismassen des Vatna-, Hof- und Langjökull auftreten, niemals den Charakter eines Plateaus tragen, sondern wild zerklüftete Spitzen und Zacken darstellen. Wie aber bei einer allgemeinen Vergletscherung eines Länderkomplexes dieses über 200 m höher gelegene Plateau nicht vergletschern, also nicht geschrammt werden soll, ist mir unerklärlich.

Das Plateau hat ca. 12 qkm Oberfläche und steigt, wie bei allen Schildvulkanen, gegen den im Süden gelegenen Krater langsam an. Ist das unterhalb des Plateaus gelegene Land von einer festen Eisschicht bedeckt, so werden notwendig zahlreiche Niederschläge in Gestalt von Schnee auf das Plateau fallen. Dieser Schnee wird an Masse stets zunehmen und durch den eigenen Druck, wie durch die Folgen der Sonnenstrahlung sich in Firn verwandeln müssen. Durch den stets zunehmenden Druck wird in irgendeinem Momente eine Bewegung des Eises eintreten müssen, deren Richtung durch die Neigung des Bodens gegeben ist. Eine solche Bewegung hat jedoch auf der Oberfläche des Bláfjall nicht stattgefunden, wie die wohlerhaltene Lavaflußstruktur beweist, folglich war auch sein Plateau niemals vergletschert, und das Bláfjall kein Nunatak.

Es fällt an der Thoroddsenschen Auffassung auf, daß er das Bláfjallplateau zu einer Zeit für eisfrei hält, als unterhalb desselben alles vergletschert war, während er für das viel kleinere Herđubreiðplateau heute einen Gletscher auf seiner Karte verzeichnet, der allerdings nicht vorhanden ist. — Auch die gute Erhaltung der Lavaoberfläche weist auf ein jüngeres als glaziales Alter des Bláfjall hin, da, wie ich schon mehrfach zu erwähnen Gelegenheit hatte, gerade in den höheren, allen Verwitterungseinflüssen preisgegebenen Regionen der Schildvulkane der Verwitterungsprozeß ein besonders rascher ist. Auch nach diesem Gesichtspunkt hätten wir das Bláfjall der Herđubreið einigermaßen gleichzustellen; deren postglaziales Alter habe ich aber schon dargelegt.

Thoroddsen stützt seine Theorie lediglich auf die petrographisch gleiche Beschaffenheit des Gesteins am Bláfjall und Sellandafjall. Petrographische Aehnlichkeit kann man jedoch meiner Meinung nach nur als übereinstimmenden Vergleichspunkt, an der Hand eines anderen Beweises, nicht als Beweis für sich, als Stütze einer solchen Theorie gelten lassen.

Thoroddsen beschreibt vom Sellanda- wie vom Bláfjall eine doleritische Lava, die in sehr stark olivinhaltiger Grundmasse mit einem Kieselsäuregehalt von nur 47—49 Proz. große ausgeschiedene Plagioklase enthält. Petrographisch sehen diese Laven manchen postglazialen so ähnlich, daß eine Unterscheidung derselben, wenigstens im Handstück, oft recht schwierig ist. Ueber den petrographischen Habitus der postglazialen Schildvulkanlaven werde ich im nächsten Kapitel einige Angaben machen.

1) Eine Photographie des Sellandafjall gab H. Spethmann in einem Aufsatz „Inner-Island“, Globus. Bd. 44. No. 13. Okt. 1908.

2) Cf. Thoroddsen, Island. pag. 334.

Jedenfalls aber muß es als verfehlt bezeichnet werden, das präglaziale Alter des Bláfjall auf dieser Basis beweisen zu wollen. Es ist ja durchaus möglich, daß das Bláfjall seine Tätigkeit schon im Präglazial begonnen, obwohl bis jetzt noch keine Schicht desselben als geschrammt erwiesen ist; aber jedenfalls sind seine jüngsten Ergüsse nicht geschrammt und weisen wegen der Erhaltung ihrer Oberflächenstruktur auf ein sehr jugendliches Alter hin. Auch der von THORODDSEN beschriebene, nahe der Südspitze gelegene, große elliptische Kraterkessel mit dem typischen Profil der senkrechten Lavawände macht den gleichen jugendlichen Eindruck, und zeigt nirgends Schrammung oder gar eine Auffüllung mit glazialem Material.

Seine Tafelbergform erhielt das Bláfjall ebenso wie die Herđubreið in noch jüngerer Zeit, da auch die obersten Schichten an dem Abbruch beteiligt sind. Abgesunkene Teile doleritischer Lavabänke, die vielleicht früher mit dem Bláfjall in Verbindung standen, finden sich in den nördlich vorgelagerten Gebirgsterrassen.

Gibt man aber aus den eben angeführten Gründen ein postglaziales Alter der obersten Laven zu, so sieht man, daß das Bláfjall zur Glazialzeit überhaupt noch kein Horst gewesen sein konnte, wenigstens nicht in seinem heutigen Sinne, denn die Abbrüche sind ja auch hier wieder die jüngsten Vorgänge, die das heutige Relief gestalteten.

Daß auch das Sellandafjall als Tafelberg gleichen Alters ist, wie das Bláfjall, macht schon die Analogie ihrer Form in unmittelbarster Nachbarschaft wahrscheinlich, doch fehlt mir zum strikten Beweis leider das nötige Beobachtungsmaterial.

5. Die anderen Schildvulkane.

Aufzählung nach THORODDSEN. — Statistik und Karteneinzeichnung THORODDSENS. — Schilderung einzelner Eigentümlichkeiten. — Die seitlichen Einbruchskessel. — Ihr Charakter. — Ihre Entstehung. — Die Kraterringe. — Ihr Aussehen. — Ihre Entstehung. — Böschungswinkel. — Die Kraterringe sind nach den Eruptionen entstanden. — Das Ausbruchsmaterial. — Beschaffenheit der Laven. — Petrographie. — Die Ausbruchstätigkeit. — Die Zeiten zwischen den Eruptionen. — Verhältnis zwischen Lavakuppe und ihrer Umgebung. — Die Ströme. — Die Differenzierung der Lava zu Strömen.

Da ich bereits bei einigen Schildvulkanen ausführlicher die typischen Verhältnisse geschildert habe, ist es nicht notwendig, näher auf den Bau der anderen, uns noch bekannten Vertreter dieses Vulkantypus einzugehen, da sie, soweit ich sie selbst untersucht oder Notizen darüber in der Literatur gefunden habe, in allen wesentlichen Zügen genau mit dem Beschriebenen übereinstimmen. Zur besseren Uebersicht füge ich hier nach dem Schema THORODDSENS eine Tabelle der uns bekannten isländischen Schildvulkane bei, in der ich alle mir zur Verfügung stehenden Zahlenwerte mit Quellenangabe eingefügt habe.

Es müssen nur noch einige Besonderheiten im Bau der Lavavulkane besprochen werden, die, soweit ich sie nicht selbst beobachtet habe, vornehmlich THORODDSEN bei seinen langjährigen Studien in Island beschrieb[1]). Er gibt die Zahl der isländischen Lavavulkane zu 16 an. Doch ist diese Angabe nicht ganz korrekt, wie ich in folgender Zusammenstellung zeigen werde, die im Norden der Insel beginnen und der großen rezent-vulkanischen Hauptzone Islands, die schon ein flüchtiger Blick auf die Karte deutlich hervortreten läßt, gegen Süden folgen möge.

1) Cf. THORODDSEN, Island. pag. 125—133.

Uebersichtstabelle über die rezenten isländischen Schildvulkane.

No.	Name	Höhe		Böschungs-winkel	Krater	
		über d. Meere	relativ		Länge	Breite
1	Theistareykjabunga	540 K. 555	60	W. 1° O. 4—5°	2000 K. ca. 600	700 K. weniger als 600
2	Stóra Víti	K. 530	K. 80	1—1,5°	K. ca. 550 Sp. 600—700	K. ca. 550 Sp. 600—700
3	Lítla Víti	K. 510	80 ?	.	K. 80 Sp. ca. 150	K. 80 Sp. ca. 150
4	Skuggadyngja	.	.	6—7°	.	.
5	Skjaldbakka	.	.	.	.	.
6	Ketildyngja	950	350	1—2—3°	1300	650
7	Bláfjall	1225	.	.	.	.
8	Kerlingardyngja	ca. 1000	ca. 400	2—3°	.	.
9	Kollótta Dyngja	1209	500 R. 420	N. 6—7° S. 8° R. ca. 7°	500 R. 500	500 R. 500
10	Herðubreið	R. 1660 Sch. u. Fr.	ca. 1200 (ca. 600)[1]) R.	oben 9—10° R.	ca. 200 R.	ca. 150 R.
11	Trölladyngja (Ódáðahraun)	1491	600	unten 3—4° oben 6—7°	1100	380
12	Strytur	872 K. 890,5	200	2°	1000 K. 1000	1000 K. 1000
13	— (N. von Hvitarvatu)	.	.	5—6°	.	.
14	— (W. von Hvitarvatu)	.	.	.	.	.
15	Skjaldbreið	1063 K. ca. 780	600 K. ca. 330	O. 8—10° SW. 4—6° K. 3°	K. ca. 300	282 K. ca. 300
16	Selvoghseiði	182 S. 190	182	1—2—3°	S. 140 K. 280	K. 280
17	Heidin-há	637	502	2—3°	380	380
18	Háleyjarbunga	44	44	3°	138	138
19	Skálarfell	83	83	4—5°	94	80

Die Zahlen ohne nähere Bezeichnung beziehen sich auf Angaben Thoroddsens. Mit K. sind die Angaben v. Knebels eingetragen; einige derselben sind bisher noch nicht veröffentlicht und stammen aus handschriftlichen Aufzeichnungen seines Nachlasses. Sch. und Fr. bezieht sich auf eine Messung Scheels und Frisaks. S. sind Messungen des Professor Sapper. Sp. sind Messungen Dr. Spethmanns. Mit R. sind die Messungen des Verfassers bezeichnet.

Auf Reykjaheiði sind 3 Schildvulkane beschrieben: Theistareykjabunga, Stóra Víti, Lítla Víti. Nur der erste ist als Schildvulkan auf der Karte eingetragen, der zweite als einziger Teil einer Kraterreihe, der dritte überhaupt nicht.

In dem Ódáðahraun finden sich nach der Karte 6 Schildvulkane, von denen wohl infolge eines Druckfehlers die Kollótta Dyngja als Stratovulkan eingetragen ist. Hierzu käme nun noch die Herðubreið. Da ich auch für Bláfjall ein postglaziales Alter nachgewiesen habe, so sind hiernach 8 postglaziale Schildvulkane in dem Ódáðahraun gelegen.

Vom Hochland beim Langjökull beschreibt Thoroddsen 2 Schildvulkane, gibt auf seiner Karte aber 3, zu denen noch ein als glazial bezeichneter Schildvulkan hinzugerechnet werden muß, da er auch noch ungeschrammte Laven besitzt.

In Reykjanes endlich schildert Thoroddsen 4 Lavaschilde, auf der Karte finden wir 5 verzeichnet.

1) Die Zahl 1200 gibt die relative Höhe des Herðubreið. 600 m ist die Mächtigkeit der Laven vom Gipfel bis zum Kontakt mit dem Tuff an der Bruchwand.

Heiðin-há und Selvogsheiði sind 2 große Schildvulkane; ferner ebenso Skalarfell und Haleyarbunga im äußersten Südwesten der Insel, von denen aber nur einer als Schildvulkan bezeichnet ist, obwohl beide namentlich aufgeführt sind. Endlich findet sich auf der Karte noch Trölljadyngja als Schildvulkan eingezeichnet, die Thoroddsen in seinem Buch gar nicht als solchen schildert, die auch kein Schildvulkan ist, sondern einen Lavaerguß darstellt, der deutlich zur Gruppe der Spalteneruptionen gehört, wie dies Thoroddsen selbst an anderer Stelle sagt, und wie ich mich durch meine eigenen Beobachtungen ebenso überzeugen konnte.

Thoroddsen beschreibt also 16 Lavavulkane aus Island, die sich aber mit den 15 auf seiner Karte angegebenen nicht ganz decken. Nach meiner eben ausgeführten Zusammenstellung sind auf Island bis jetzt 19 derartige Lavaschilde bekannt; am dichtesten liegen sie in dem Ódáðahraun. Dort sind sie auch am größten. Trölljadyngja ist der mächtigste derselben, der ohne die von ihr über das Ódáðahraun ergossenen Ströme ein Volumen von 35 cbkm besitzt.

Nach dieser Aufzählung der isländischen Lavakuppen möchte ich in gleicher Reihenfolge noch einzelne Eigentümlichkeiten derselben erwähnen, die ich zumeist den Schilderungen Thoroddsens entnehme.

Die Lavawüste Reykjaheiði besteht wie das Ódáðahraun aus einem wilden Durch- und Uebereinander von Lavaströmen, deren Ausbruchspunkte noch nicht genügend bekannt sind. Aus ihrer Mitte erheben sich, wie gesagt, 3 Lavaschilde, die Ströme nach allen Seiten ergossen und so zum Aufbau der Reykjaheiði mit beigetragen haben. Der größte, Theistareykjabunga, hat einen Caldera-ähnlichen Krater, dessen Wände sehr steil sind und aus dünnen Lavalagen bestehen. Der Berg selbst wie seine Umgebung sind von zahlreichen Nord-Süd-Spalten durchzogen. Oefters treten an den Gehängen trichterförmige Löcher zutage, welche die vielen dünnen Lavaschichten im Profil zeigen. Theistareykjabunga ist auf seiner Oberfläche von einer dünnen Schicht Schlacken überzogen. Wenn die Schlacken in dem Krater des Vulkans selbst ihren Ursprungsort hatten, wie dies Thoroddsen und Spethmann für wahrscheinlich halten, so ist dies meines Wissens der einzige bekannte Fall, in dem ein Schildvulkan loses Material geliefert hat. Ich selbst habe den Vulkan leider nicht besuchen können, doch ist v. Knebel, der ihn erstiegen hat, der Ansicht, daß das Schlackenmaterial von anderen Eruptionsstellen stammt, und nur über die Gehänge der Theistareykjabunga abgelagert worden sei, eine Ansicht, die sich jedenfalls weit besser mit dem typischen Verhalten der Schildvulkane deckt, als die Annahme explosiver Vorgänge im Gipfelkrater. Die Form des Kraters der Theistareykjabunga wird recht verschieden angegeben. v. Knebel bezeichnet ihn gemäß seiner Theorie als einen Einsturzkessel von länglicher Gestalt und ca. 600 m größtem Durchmesser [1]), während ihn Spethmann „eine spaltenartige Vertiefung mit wechselnder Breite bis zu 200 m und einer Länge von rund 1000 m“ nennt [2]).

Die südlich gelegenen beiden Schildvulkane Stóra Víti und Lítla Víti sind nach Spethmann eng miteinander verschmolzen [3]). Von beiden erwähnt Spethmann einen Kranz scharfkantiger, isolierter großer Blöcke um die kesselförmigen Kratereinbrüche; auch in einer nicht veröffentlichten Profilskizze durch die Stóra Víti aus dem Nachlaß v. Knebels ist eine deutliche Ueberhöhung des Kraterrandes schön zu sehen. Alle diese Angaben weisen deutlich darauf hin, daß die fraglichen Bildungen mit den

1) v. Knebel, Ueber die Lavavulkane auf Island. Deutsche Geol. Ges. März 1906. pag. 66. — Ders., Studien in Island im Sommer 1905. Globus. Bd. 88. 1905.

2) H. Spethmann, Beiträge zur Kenntnis des Vulkanismus am Mückensee auf Island. Globus. Bd. 96. 1909. No. 13.

3) Derselbe, ebenda.

geschilderten Kraterringen der anderen Schildvulkane völlig identisch sind. Die scharfen Kanten der einzelnen Blöcke sind ebenso wie an anderen Orten die Folgen von Verwitterung und Zersprengung vornehmlich durch Spaltenfrost.

Von den Lavavulkanen des Ódáðahraun hat der größte, die Trölladyngja, einen Durchmesser von ca. 15 km. Aus dem Schnee im Krater ragt ein Lavarücken empor, der denselben in zwei Teile zerlegt. Ketilldyngja gehört zu den merkwürdigsten der Schildvulkane. Er ist nur von THORODDSEN untersucht worden. Ueber seinen festen Lavamassen erhebt sich ein mächtiger Krater, ein richtiger Stratovulkan, der seinen Gipfel krönt und natürlich die einst vorhandene Einsenkung des Schildvulkankraters ausgefüllt hat. Wir haben hier also ein Beispiel eines vollkommenen Wechsels in der Erscheinungsform der Ausbrüche vor uns. Es gibt hier auch noch zahlreiche tätige Solfataren. Die anderen Lavaschilde des Ódáðahraun sind, außer den schon vorher beschriebenen, noch nicht näher untersucht, was natürlich wesentlich mit den ungeheuren Schwierigkeiten zusammenhängt, die mit der Annäherung an diese Berge mitten in einer der wildesten Lavawüsten der Erde verbunden sind[1]).

Auf dem Hochlande beim Langjökull liegen die zwei am besten bekannten Schildvulkane der Insel, Skjaldbreið und Strytur. Die Skjaldbreið hat ihre längsten Ströme auf fast ebenem Boden nach Südwesten in den Thingvallasee gesandt. Dieselben sind schon mit einer dicken Humusschicht überzogen, so daß die Ausbrüche ein relativ hohes, wenn auch postglaziales Alter haben müssen. Die relative Höhe des Berges wird von THORODDSEN auf 600, von v. KNEBEL auf 330 m angegeben. Nördlich vom Hvitarvatn befindet sich noch ein namenloser Schildvulkan, der besonders schön die seitlichen Einsturzkessel zeigt. v. KNEBEL zählt 4 an diesem Berge auf, mit Tiefen von annähernd 100 und Weiten von mehreren 100 m.

Der Vulkan Strytur[2]), auf der Wasserscheide zwischen dem Nord- und Südland gelegen, hat allseitig gewaltige Lavamassen ergossen. Der Krater, der von einem nur in mehreren Spitzen bis zu 43 m Höhe angedeuteten Kraterring umgeben ist, besitzt in seinem flachen, nur 10—20 m gesenkten Boden 4 oder 5 große, tiefe Kessel. Gegen Südwesten ist eine kleine, doch immerhin ansehnliche Vertiefung mit dem Hauptkrater durch einen Kanal verbunden. Die Lava ist, wie gewöhnlich, glasiert, basaltisch höckerig-plattig, voll von Röhren und Höhlungen.

Von den Lavavulkanen von Reykjanes bleibt noch zu erwähnen, daß die oberen Laven der Haleyarbunga sehr große, metallisch schimmernde Olivinkristalle und Schlieren von verschiedener Dicke enthalten. Je mehr man sich jedoch dem Boden des zentralen Kraters nähert, desto kleiner werden die Olivine und desto dichter die Lava. Beim Vulkan Heiðin-há ist der Gipfelkrater derartig mit Lava angefüllt, daß nur ein Kranz aufrecht stehender Spitzen des einstigen Kraterringes dessen Umfang bezeichnet. Im Süden davon erhebt sich die Lavakuppe Selvogsheiði, deren Krater ein ähnliches Bild bietet.

---

1) Ich möchte nicht unerwähnt lassen, daß SPETHMANN in seiner Arbeit über die Askja (Vulkanologische Studien im östlichen Zentralisland. N. Jahrb. Beil. Bd. 26. pag. 381 ff.) auch diese in einem früheren Entwicklungsstadium als Schildvulkan betrachtet. Es würde zu weit führen, hier näher auf dieses bedeutendste aller isländischen Eruptionszentren einzugehen, zumal ich die Ergebnisse meiner Untersuchungen über diesen Vulkan in einer besonderen Arbeit noch zu veröffentlichen gedenke. Darum sei hier nur kurz gesagt, daß ich die Ansicht SPETHMANNS zwar im Prinzip vollständig teile, wenn ich auch zu einer gänzlich verschiedenen Auslegung mancher Erscheinungen und Profile durch meine Studien an Ort und Stelle gekommen bin.

2) Außer THORODDSEN und v. KNEBEL hat auch BISICKER eine Beschreibung dieses Vulkans gegeben. Vgl. hierüber sein Buch: Across Iceland. London 1902.

Wir verdanken Sapper[1]) eine eingehendere Schilderung dieses Vulkans. Er zeigt dieselben Lavaformen an seinen Flanken, die ich schon von der Kollótta Dyngja eingehend beschrieben habe. Der Krater ist jedoch hier kein ganz einheitliches Gebilde, sondern ein Einbruchsfeld, aus mehreren elliptischen Einbrüchen zusammengesetzt. Die den Kraterring andeutenden Zacken sind wohl entsprechend der Ungleichmäßigkeit des Kraters selbst unregelmäßig angeordnet und 5—15 m hoch. Sapper glaubt zwar dieselben als Spratzkegel auffassen zu sollen, obgleich auch er von der Gipfelregion den Eindruck hatte, daß sie einst einen Lavasee dargestellt habe, dessen Niveau sich beim Erkalten durch das Einsinken noch flüssiger Lava gesenkt hat[2]).

Damit habe ich sämtliche bekannten Eigentümlichkeiten der isländischen Lavavulkane angeführt, und wir sehen, daß die Abweichungen von der geschilderten Idealform der Lavaschilde hauptsächlich zweierlei Natur sind:

a) Die seitlichen Einbruchskessel.

Ihrer Form nach sind sie von denen der zentralen Senkungsschlote nicht verschieden, aber ihre Erklärung ist nicht ganz so augenfällig, wie im ersteren Fall. Doch die Gleichheit der Form läßt immerhin schon auf eine Gleichheit der Bildung schließen. Im Fall der Kratersenken ist der nötige Massendefekt zur Bildung der Einbrüche leicht zu erklären. Hier bieten sich der Erklärung mancherlei Schwierigkeiten. Zunächst ist zu entscheiden, ob überhaupt ein Einsturz vorliegt. Dies ist allerdings bestimmt zu bejahen, denn anderenfalls könnte es sich nur um eine Explosion handeln. Diese liegt nun aber in allen bekannten Fällen nicht vor, wie sich aus den senkrechten Wänden und dem absoluten Mangel an Explosionsprodukten leicht beweisen läßt. Letztere könnten nicht etwa denudiert sein, denn bei dem Fehlen eines oberirdischen Flußsystems in den großen Lavafeldern Inner-Islands müßten sie sich am Fuße der Berge angesammelt haben, was nicht der Fall ist. Was die Form der Schlote betrifft, so sind sie, wie gesagt, Zylinder mit senkrechten, glatten Wänden, während Explosionskrater meist nach oben sich trichterförmig erweitern und keine glatten Wände haben, da das aufgetriebene Gestein an ihnen kratzt und reibt.

Da es sich also um keine Explosionen handelt, müssen Einstürze vorliegen. Die Ursache dieser Einstürze könnte nun in der Lava oder in dem darunter liegenden Tuffbrecciegebirge liegen. Betrachten wir, was für den einen, was für den anderen Fall spricht: Die Lavamenge, die sich über einen Schildvulkan aufbaut, ist in keinem Falle eine sehr große. An der Kollótta Dyngja erwähnte ich bereits am Boden der beschriebenen Spalte anstehenden Tuff; die Mächtigkeit der Lava an dieser Stelle beträgt also nur ca. 50 m. An der Kollótta Dyngja fand ich auch einen kleinen, runden, ca. 10 m im Durchmesser betragenden Einbruch am Fuße des Berges, ebenfalls mit senkrechten Wänden und einigen Metern Tiefe, genau in der Richtung der eben erwähnten Spalte gelegen. Auch an der Herðubreið

1) Ueber einige isländische Lavavulkane. D. Geol. Ges. Bd. 59. Jahrg. 1907. No. 3.

2) Sapper erwähnt in der eben angeführten Arbeit noch einen Lavavulkan in nächster Nähe der Selvogsheiði, nämlich den Ansfall bei Hliðarendi. Es ist ein elliptisch gestreckter Lavaberg von nur 50 m Höhe und 5—6° Böschung, der jedoch nach der Beschreibung Sappers eine von den Schildvulkanen derartig abweichende Struktur besitzt, daß ich ihn dieser Arbeit über Schildvulkane nicht einreihen möchte. Die Lava, die den Berg aufbaut, ist nämlich der Hauptsache nach stark porös, doch treten Zwischenlagerungen kompakter Lava auf. Der kleine Berg hat 3 kraterartige Vertiefungen, von denen jedoch keine einen Kraterring oder auch nur Andeutungen eines solchen zu besitzen scheint. Noch dazu liegen diese 3 Krater in einer Linie in der Längsachse des Berges. Der eine der Krater ist sogar in dieser Richtung gestreckt, welche von der für die Spalten des Südlandes typischen Nordost—Südwest-Lage kaum abweicht, so daß bei diesem Vulkan ein Zusammenhang mit einer vulkanischen Spalte leicht denkbar wäre. Sapper hält die ganze längliche Eruptionsmasse für das Produkt einer einzigen Eruption und die kesselartigen Einsenkungen am Gipfel und an deren Flanken für Explosionskrater.

beträgt die Mächtigkeit der Lava vom Plateaurand bis zur untersten Schicht nur 220 m. Annähernd die gleichen Verhältnisse, worüber mir jedoch zahlenmäßige Angaben fehlen, weisen Bláfjall und Sellandafjall auf, deren Lavalagen ebenfalls auf einem mächtigen Tuffsockel auflagern. Jedenfalls sehen wir, daß in allen zu beobachtenden Fällen der Schichtenkomplex der Laven keine sehr große Mächtigkeit hat, und unverhältnismäßig gering zu der oft großen Tiefe der seitlichen Einbrüche ist. Abgesehen davon hat sich doch Decke über Decke gebildet; diese Decken sind aber alle sehr dünn und können daher niemals solche Höhlen gebildet haben, wie wir sie zur Erklärung dieser Einbrüche benötigen; es wäre ein höchst merkwürdiger Zufall, wenn sich gerade übereinander bei verschiedenen Eruptionen so viele Höhlen gebildet haben sollten, um zuletzt einen solchen Einbruch zu ermöglichen.

Wir werden also dazu geführt, den Grund der Senkungen tiefer im Boden zu suchen. Unter der Lava befindet sich das Tuffgebirge. In ihm sind große Höhlen eine nicht seltene Erscheinung. Thoroddsen führt viele Beispiele in seinen Arbeiten an, und auch ich selbst habe mehrere gesehen. Als Beispiel sei eine solche im Tuffsockel des Bláfjall erwähnt, die sich etwa 350 m ü. d. M. befindet und ca. 6 m Höhe und 10 m Durchmesser hat. Aber auch diese Zahlen sind verschwindend gegen die Größe der tatsächlich zu beobachtenden Einbrüche. Ferner ist auch die Form der Höhlen im Tuff eine sehr variable, während die der Einbrüche fast stets kreisrund ist. Wir werden also dazu geführt, den Grund der Höhenbildung in einer anderen Ursache zu suchen, nämlich im Magma selbst. Dies muß in einer bruchlosen Masse schlotförmig aufgedrungen sein und wird bei einem nachträglichen Ab- oder Rückfluß Anlaß zu solchen zylindrischen Höhlenbildungen gegeben haben, wie wir sie an der Oberfläche beobachten. So erklärt sich ungezwungen die runde Form der Einbrüche, ihr wechselnder Durchmesser, ihre wechselnde Tiefe und ihre senkrechten Wände. Diese Erklärungsweise scheint mir in diesem von vulkanischen Kräften gebildeten und unterminierten Landstreifen um so wahrscheinlicher, als wir analoge Fälle bei den Lavavulkanen von Hawai kennen. Schließlich sei auch noch auf die Einheitlichkeit dieser Erklärung mit der Entstehungsweise der völlig gleichartigen Form innerhalb des zentralen Kraters hingewiesen.

Aus diesen Gründen scheint es mir sicher, daß die seitlichen Einsenkungen ihre Ursache nicht im Massiv des Lavavulkans selbst, sondern in der Entstehung eines tiefer liegenden Massendefektes haben.

b) Die Unregelmäßigkeiten der Kraterringe.

Wir haben gesehen, daß an der Kollótta Dyngja der Kraterring in einem ununterbrochenen Kranz von annähernd gleicher Höhe den Krater umgibt. Diese Regelmäßigkeit ist aber in anderen Fällen oft stark gestört. Die Kraterringe weisen oft Lücken auf, was so weit gehen kann, daß nur noch einzelne Lavazacken ihr einstiges Vorhandensein verraten. Dieselben variieren oft recht beträchtlich in Höhe. Am Vulkan Strytur z. B. ragt eine solche Felsspitze 43 m über den Kraterrand empor; an der Herđubreið finden wir den Nordrand etwa 25 m höher als den Südrand des Kraterringes. Dabei war überall der Kraterboden nach innen abgesunken. Thoroddsen beschreibt zwei Fälle — Selvogsheiði und Heiðin-há auf Reykjanes, in denen die Lava den Krater derartig überschwemmt hat, daß alle niederen Stellen des Kraterringes überschwemmt wurden, und nur einzelne Zacken noch aus der Lavamasse emporragen. Was aber haben wir uns unter diesen Kraterringen überhaupt vorzustellen? Es ist für ihre Existenz bis jetzt noch keinerlei Erklärung gegeben, und doch ist gerade ihr Studium wichtig, da es uns auf das Wirken ähnlicher Kräfte aufmerksam macht, die wir noch heute bei den Lavavulkanen

von Hawai beobachten können, und die uns einen weiteren Anhaltspunkt für die Annahme eines Feuersees im Gipfelkrater an die Hand geben.

Ihr Böschungswinkel stößt gegen den der Lavadecken überall scharf ab; der Kraterring ist also nicht einfach der oberste Rand einer solchen Decke; dann müßte er vielmehr, weil die Lava beim Austritt aus dem Krater doch im höchsten Grad ihrer Erhitzung und Dünnflüssigkeit stand, besonders flach sein. Er wurde also nicht während der Dauer der großen Deckenergüsse gebildet. Da er aber stets der obersten dieser Decken ungestört auflagert, wurde er keinesfalls vor ihrem Erguß gebildet. Somit bleibt also nur noch die Möglichkeit, daß er nach den Ergüssen, also nach dem Paroxysmus und während der Zeit relativer Ruhe der Vulkane aufgebaut wurde. Es ist daher anzunehmen, daß in der Regel zwischen den Zeiten der großen Eruptionen sich Kraterringe gebildet haben, die dann von der im Kanal aufsteigenden Lava teils eingeschmolzen, teils durchbrochen, teils überflutet wurden.

Die große Gleichmäßigkeit der Lavadecken läßt es ebenso, wie der kreisrunde Bau dieser Berge wahrscheinlich erscheinen, daß die Lava zu Zeiten der Eruptionen bis nahe an den oberen Rand des Kraters langsam empor stieg, um dann nach Ueberwindung der ungleichen Höhen der Kraterringe gleichmäßig nach allen Seiten auszutreten. Es ist allerdings nicht ganz leicht, sich ein nach allen Seiten gleichmäßig aus einem Krater ausströmendes Magma vorzustellen, da wir Beispiele dieser Art in historischer Zeit nur sehr selten gesehen haben, an Schildvulkanen überhaupt nicht. Diese Gleichmäßigkeit wird auch keine absolute gewesen sein, vielmehr ist es wahrscheinlich, daß der massive Sockel der Kraterringe sukzessiv an verschiedenen Stellen durchbrochen wurde. Das gleichmäßige Ueberfließen der Lava wird sich nur im Laufe der Eruption, so lange die oberste Partie der sich bildenden neuen Decke noch plastisch oder flüssig war, eingestellt haben. Denn sonst müßte man notwendig eine Intersertalstruktur der Lavabänke beobachten können. Obwohl nun die Gipfeleinsenkungen oft prachtvolle, tiefe Einblicke in den Bau des Vulkans geben, habe ich eine derartige Struktur niemals beobachten können, auch nicht an Spaltenprofilen oder an den Wänden seitlicher Einbrüche. Allerdings muß ich hinzufügen, daß es sehr schwer ist, ein und dieselbe Lavabank rings um den Krater herum zu verfolgen, da man sie bei der Gleichmäßigkeit aller Decken nur zu leicht aus dem Auge verlieren kann, oder auch Schutt und Schnee die Beobachtungen an einzelnen Stellen unterbrechen. Während der Eruption flossen durch den Querschnitt einzelner Stellen größere Lavamassen als durch den anderer, wie sich aus der an verschiedenen Seiten des Berges verschiedenen Größe der am Fuße der Kuppe sich differenzierenden Einzelströme ergibt. Trotz dieser Unregelmäßigkeiten ist es aber doch stets zur Bildung einer den ganzen Berg überziehenden Lavadecke gekommen, wie uns die Kontinuität der einzelnen Decken anzunehmen zwingt.

Daß die Kraterringe nicht etwa nachträglich, sondern schon bei ihrer Bildung an verschiedenen Stellen verschiedene Höhe erhalten konnten, sieht man sehr schön an den Fließstrukturen der gleichmäßig abfallenden seitlichen Schenkel solcher Erhöhungen. Die Wulstfiguren laufen dann nicht nur nach außen die Gehänge herab, sondern auch seitlich. Ein sehr schönes Beispiel hierfür bietet die Gipfelpyramide der Herdubreid, die ich schon in ihrer Erscheinung geschildert habe.

Wie sind aber diese Kraterringe entstanden? Sie sind Gebilde, die in keiner anderen Art von Vulkanen ein Analogon finden. Doch scheint es mir nicht schwer, sie auf ähnliche Bildungen zurückzuführen, die ich bei der Schilderung der Lavaseen von Hawai in kurzem noch zu besprechen habe, nämlich auf Lavafontänen. In hohen Säulen, nach oben zerstiebend und sich ausbreitend, wird weißglühendes Magma aus den Feuerseen emporgeschleudert, das dann auf den Spiegel des Sees zurückfällt.

Diese Lavafontänen sind aber durchaus keine Einzelerscheinungen, sondern sind häufig und in großer Zahl in Tätigkeit. Ein ausgezeichnetes Bild dieser Tätigkeit finden wir in einem der Arbeit Sappers in Hans Krämers „Weltall und Menschheit“ beigegebenen Buntdruck reproduziert. Wir brauchen uns nur in der Nähe des Kraterrandes eine Reihe solcher Fontänen vorzustellen, um im Kraterringe genau ein Bild dessen zu bekommen, was sich dabei ereignen muß. Diese Fontänen wirken nicht gleichzeitig, und auch nicht in steter Gleichmäßigkeit, und werden daher, infolge der Divergenz der Lavastrahlen nach oben, wie auch infolge der verschiedenen Neigung der Strahlen, bald größere, bald kleinere Lavapartien auf und über den Kraterrand werfen, der sich dadurch stetig erhöht, mit besonderer Bevorzugung derjenigen Stellen, wo entweder eine größere Zahl, oder eine besonders starke Fontäne längere oder kürzere Zeit tätig war. Denn die Ausbruchsstellen der Fontänen wechseln auch stetig, so daß das ununterbrochen Ringförmige der Kraterumwallung sich durch diese Beobachtung bei unseren rezenten Lavaseen leicht erklärt. Doch ist zu bemerken, daß nicht notwendig nur hohe Lavafontänen diese Ringe erzeugt haben. Besonders zu Beginn ihrer Bildung oder an niedrigen Stellen derselben mag das lokale Empordringen von großen Gasblasen, ein momentanes Aufkochen der Lava oder gelegentliches randliches Herausschieben erstarrter Oberflächenschollen des Feuersees genügt haben, dieselben Resultate zu erzielen. Immerhin bleiben dies aber doch stets nur graduelle Variationen einer und derselben Ursache.

Diese heißglühenden, dünnflüssigen Lavafetzen verschiedenen Volumens, die doch stets innerhalb gewisser Grenzen, die eben durch die Ausdehnung des Kraterringes angezeigt sind, sich haltend, auf den Kraterrand herausgeschleudert werden, mußten sich dort als Fladen ausbreiten und übereinander als massige Gebilde auftürmen. Größere gaben die kleinen Miniaturlavaströme, die bis zum Fuße des Ringes herabströmten, um dort regelmäßig in einer auffallend eng begrenzten Zone zu erstarren. Man sieht auch hieraus wieder die Gleichmäßigkeit der Eruptionstätigkeit, die fast niemals über diese Grenze hinausreichende Lavamengen aus dem Krater herausgeschleudert hatte.

Die für das gesamte Verständnis des Mechanismus der Lavavulkane wichtigste Feststellung, die sich aus der Beobachtung der Kraterringe ergab, liegt, wie bereits gesagt, darin, daß die Kraterringe Bildungen sind, die stets nach den jeweiligen Paroxysmen dieser Vulkane entstanden und uns über die Art der während dieser Zeit im Krater herrschenden Tätigkeit aufklären.

Ueber die Beschaffenheit des Eruptionsmaterials der Lavavulkane wissen wir noch sehr wenig. Untersuchungen über die Petrographie und Chemie dieser Laven sind bis heute noch nicht vorhanden.

Ganz allgemein läßt sich sagen, daß die Lavavulkane nur stark basische Laven geliefert haben. Häufig ist ein sehr hoher Olivingehalt, der sich oft in großen schönen Kristallen ausscheidet, wie ich dies z. B. von der Haleyarbunga erwähnt habe. Auch schöne Feldspatkristalle findet man häufig in der Lava eingebettet, die stets einem sehr basischen Feldspat angehören, der etwa dem Labrador entspricht. Augit ist ein Bestandteil, der in allen von mir untersuchten Fällen häufig ist.

Ein Dünnschliff, aus einem frischen Stück der obersten Lavadecke der Kollótta Dyngja genommen, zeigt deutliche Intersertalstruktur, die Feldspatlamellen gehören einem basischen Feldspat an. An einzelnen Stellen findet man größere Anhäufungen dieser Feldspäte. In der Grundmasse ist viel Augit, der besonders die Zwischenräume zwischen den sich kreuzenden Lamellen des Feldspats ausfüllt, und ebenso viel Erz, wahrscheinlich Magnetit.

Ein Dünnschliff, den ich aus der obersten Lage der Plateaulava des Herdubreid herstellte, zeigte genau die gleiche Zusammensetzung und Struktur. (Taf. II [XII], Fig. 5).

Ebenso untersuchte ich noch den Schliff eines Stückes, das von den untersten Lavalagen der Abbruchswand der Herdubreid stammt. Das Gestein zeigt ophitische Struktur, hat wiederum basischen Feldspat, viel Augit, Olivin und Erz.

Wir sehen schon aus diesen wenigen Untersuchungen, daß sich die äußere große Aehnlichkeit der Laven der untersuchten Schildvulkane auch auf ihr mikroskopisches Verhalten zu erstrecken scheint, und daß ihr wichtigstes Merkmal ihr ungemein basischer Charakter ist.

Der Vollständigkeit halber sei auch noch der Untersuchung eines Schliffes aus dem mit Lavabruchstücken durchsetzten Tuffsockel der Herdubreid Erwähnung getan. Die Hauptmasse desselben ist ein braunes Glas, dazwischen findet sich wiederum sehr basischer Feldspat mit Zwillingslamellen und zahlreiche sphärolithische Gebilde, zum Teil mit Karbonatausfüllung.

Was die Ausbruchstätigkeit der Lavavulkane betrifft, so lassen sich, trotzdem man niemals in historischer Zeit einen derselben in Tätigkeit gesehen hat, dennoch verschiedene Schlüsse aus dem Bau und dem Vergleich der einzelnen Lavabänke ziehen. Einmal war das Material der Eruptionen stets verhältnismäßig gasarm und basisch. Gewaltsame Unterbrechungen im ruhigen Gang der Ausbrüche verraten sich nirgends. Die einzelnen Stromdecken zeigen an ihrer Oberfläche niemals mit irgendwie auffallender Deutlichkeit Spuren von Verwitterung, es können daher zwischen den einzelnen Eruptionen keine sehr großen Zeitintervalle gelegen haben.

Das ist auch schon deshalb nicht der Fall, weil ja die bisher geschilderten Vulkane alle postglazial sind, aber einige nachgewiesenermaßen schon lange vor der historischen Zeit, ja vor der Zeit der Bildung der letzten großen Einbrüche ihre Tätigkeit eingestellt hatten, während wieder andere erst nach dieser Zeit in dem gesenkten Gebiet ihre Tätigkeit begannen, und trotzdem in geschichtlicher Zeit keine Eruptionen mehr aus ihnen bekannt sind.

Andererseits muß aber doch ein gewisses Zeitintervall zwischen den einzelnen Ergüssen liegen, wenigstens insoweit, daß die jeweilige Oberfläche vollkommen erstarren konnte, wie man öfters Gelegenheit hat, aus den leergelaufenen Flußkanälen der Oberfläche unterer Lavaschichten zu schließen, die noch teils ganz, teils aber auch mit eingebrochener Decke, also einfach als Rinne erhalten blieben. So viel Zeit also muß jedenfalls verflossen sein, daß die Bildung eines Lavavulkans nicht als Resultat einer einzigen Eruption aufgefaßt werden kann, vielmehr folgten sich die Ergüsse in relativ kurzen Zeitabständen, bis zum endgültigen Erlöschen der Tätigkeit der Vulkane.

Es erübrigt nun, noch einen Blick auf das Verhältnis zu werfen, in dem die Schildvulkane zu ihrer Umgebung stehen. Da ist es zunächst zweifellos, daß sie einen großen Teil des Materials zum Aufbau der rezenten Lavawüsten der postglazialen Zeit geliefert haben. Aber es ist bemerkenswert, daß die Mächtigkeit der Lavadecken an den Gehängen der Vulkane in keinem Verhältnis zu der Größe der über die Ebene ergossenen Ströme zu stehen scheint. Wir sehen in sämtlichen Anschnitten von Lavavulkanen die Lavadecken in verhältnismäßig geringen Schwankungen ihrer Mächtigkeit regellos aufeinander folgen, wir finden aber nicht eine entsprechende Verteilung der Lavaströme im Vorlande. Während an den Gehängen weitaus die meisten Decken sich zwischen 30—80 cm Mächtigkeit halten, scheiden sich hier in vielen Fällen deutlich differenzierte Ströme aus dem allgemeinen Lavameere ab, indem sie oft, ganz minimalen Neigungen des Bodens folgend, eine erstaunliche Länge erreichen. Das Studium dieser Erscheinungen ist natürlich in dem allgemeinen Chaos und bei den riesigen Entfernungen ungemein schwierig, und ich bin auch deshalb zu keinem abschließenden Resultat über diese Frage gekommen. Immerhin möchte ich konstatieren, daß scheinbar ein Abhängigkeitsverhältnis nicht besteht.

Auch Thoroddsen erwähnt nirgends auffallend mächtige Bänke an den Gehängen von Schildvulkanen; ihre größte beobachtete Mächtigkeit wird bei 2 m liegen. Auch ich habe mehrfach eine annähernd gleiche Mächtigkeit beobachten können, nirgends aber die großen Ströme, die ihnen entsprechen würden. Dagegen erreicht z. B. der aus der Trölladyngja stammende Lavastrom Frambruni eine Länge von etwa 120 km und ergoß sich nach Norden weit ins Bárdardalur hinein. Auch an der Skjaldbreid schob sich ein Strom auf einem nach Thoroddsen nur 57 Gradminuten geneigten Gelände 23 km weit nach Süden bis in den Thingvallasee hinein.

Die Laven der Schildvulkane erhalten also erst dann eine Differenzierung zu Einzelströmen wenn sie, vom Fuß der Lavakuppe über die Ebene ausstrahlend, auf eine Unterlage treffen, die einer solchen Differenzierung günstig ist. Daß die Lavavulkane sich trotzdem aus der horizontalen Ebene als steiler geneigte Schilde abheben und nicht unmerklich in sie übergehen, wie dies bei den Spalteneruptionen der Fall ist, erklärt sich aus kleineren Eruptionen, deren Lavaergüsse bei einer Mächtigkeit, die bis unter 10 cm sinken kann, eine gewisse Entfernung vom Eruptionsschlot nicht überschritten und so allmählich das Niveau um denselben erhöhten.

6. Die Lage der Schildvulkane.

Thoroddsens Ansicht. — Spaltentheorie. — Kartenskizze über die Verteilung der glazialen und postglazialen Lavaschilde. — Der vulkanische Gürtel und sein Verhältnis zu den Schildvulkanen. — Spalten und Schildvulkane im Norden Islands. — Die Förderschlote des Magmas. — Ihre Gestalt. — Es sind keine präexistierenden Spalten bei Schildvulkanen beobachtet. — Die Lavaschilde des Südlandes und ihr Verhältnis zu Spalten. — Die Schildvulkane sind von Spalten unabhängig. — Die Kuppen stellen keine Senkungsfelder dar. — Die Tafelberge sind Horste. — Die Schildvulkane sind Festigkeitszentren. — Sie sind die Ursache der Tafelbergbildung in dem Ódáðahraun.

Die eben geschilderten Verhältnisse führen uns zur Betrachtung der Lage der Schildvulkane. Sind die Schildvulkane von Spalten abhängig oder nicht? Thoroddsen bejaht diese Frage ganz entschieden und hält diese Vulkane für in Reihen nach den gewöhnlichen Systemen der Vulkanspalten geordnet, aber doch nie auf Spalten als Kraterreihen aufgebaut. Er erläutert dies an der Hand mehrerer sehr komplizierter Bruchsysteme, die sich jedoch großenteils nur konstruieren, nicht aber beobachten lassen. Ich gebe drei Beispiele, die mir aus eigener Anschauung bekannt sind, die Schildvulkane im Süden der Insel betreffend. Thoroddsen[1]) nennt eine vulkanische Hauptlinie die Linie: Selatangar — Nuphlidarháls — Trölladyngja — Undirhlidar bis zu einem glazialen Schildvulkan auf der Mosfellsheidi, und diese Linie sei vielleicht die Fortsetzung der Bruchlinie Sulur — Ók, wo dann abermals ein Schildvulkan auf derselben aufsitzen würde. Bis zur Trölladyngja ist diese Bruchlinie zweifellos richtig, überall zu beobachten und mit zahlreichen kleineren und größeren Kratern besetzt. Aber bereits die Vulkanreihe der Undirhlidar scheint ein Parallelbruch zu sein, nicht aber die gleiche Spalte: auch hier am Fuße des Gebirges eine markante Reihe kleiner Krater. Aber dieser Tuffrücken, der erste und höchste in der Reihe der Staffelbrüche, in denen die ganze Halbinsel sich gegen Nordwesten dem Meere zuneigt, ist von dem erstgenannten folgenden, bedeutend niedrigen Tuffrücken durch eine breite Talsenke, gefüllt mit Lava, getrennt, in der ich nirgends eine Spalte oder einen Bruch konstatieren konnte. Von Undirhlidar aus aber ist die ganze folgende Länge der Bruchlinie fast nur mehr Konstruktion, weil auf weite Strecken das ganze Terrain von rezenter Blocklava überdeckt ist, die erst an den glazialen Doleritköhen der Mosfellsheidi endigt.

1) Cf. Thoroddsen, Island. pag. 113, 128, 208 ff.

Eine zweite Bruchlinie, die Thoroddsen anführt, läßt sich weiter verfolgen; sie beginnt ziemlich parallel der ersten, bei den Brennisteinsfjöll, läuft nördlich am Schildvulkan Heiðin-há vorbei, dann über Hongill zum Thingvallasee, wo die berühmte Allmannagjá ihr Ende bildet. Etwa 15 km nördlich davon liegt die Skjaldbreið — ob es aber richtig ist, deshalb zu behaupten, daß sie auf der gleichen Bruchlinie liegt, mag manchem sehr zweifelhaft erscheinen.

Endlich konstruiert Thoroddsen noch eine dritte, annähernd parallele Bruchlinie, von der er aber selbst zugibt, daß sie sich nur an den wenigsten Stellen beobachten läßt. Sie beginnt mit der Selvogsheiði, läuft, durch einige weit getrennte kleine Vulkanreihen markiert, zur Lyngdalsheiði und setzt sich endlich über mehrere glaziale Schildvulkane am Langjökull bis zum Strytur fort. — Wie gesagt, beobachten läßt sich von dieser Spalte nichts. Und ich kann auch keine zwingenden theoretischen Gründe finden, die die Annahme derselben notwendig machen würden. Der einzige Grund Thoroddsens ist der Wunsch, eine Verbindungslinie zwischen den einzelnen Vulkanen zu schaffen, aber man darf nicht vergessen, daß das Dasein dieser Verbindungslinie erst bewiesen werden soll.

Weiterhin führt Thoroddsen für seine Spaltentheorie auch die Lavavulkane des Ódádahraun an. In der folgenden Kartenskizze gebe ich die Situation der einzelnen Schildvulkane und will nunmehr etwas näher auf die zu beobachtende Lage derselben eingehen.

Zunächst kommen nur die rezenten Schildvulkane in Betracht. Sie sind natürlich auf den Gürtel beschränkt, der allein postglaziale Laven auf der Insel geliefert hat. Von den Lavaschilden im Norden der Insel sagt Thoroddsen, daß sie auf einer leicht gebogenen Nord-Süd-Linie liegen. Aber diese Linie ist, wie ein Blick auf die Karte zeigt, eine Zone von ansehnlicher Breite, die sich orographisch von ihrer Nachbarschaft nicht abhebt. Diese Zone läuft wie eine zentrale Achse durch die Mitte des jung-vulkanischen Gürtels und tritt da, wo derselbe gegen Südwesten umbiegt, weiter gegen seine Ostgrenze heraus, wo die Herðubreið den vorgeschobensten Punkt bildet. Trölladyngja ist dagegen, entsprechend der Umbiegung der vulkanischen Zone, nach Südwesten zu gelegen.

Eine offenkundige Anordnung der Vulkane auf Spalten liegt also jedenfalls nicht vor, obwohl zahlreiche Nord-Süd-Spalten das Gebiet ihres Auftretens durchlaufen. Aber diese Spalten setzen oft ohne Rücksicht auf die Schildvulkane durch die Seiten derselben durch, diese bis zur untersten Schicht spaltend, sind also jünger. Zu dieser Kategorie gehört beispielsweise die früher erwähnte weitklaffende Spalte, die durch die untere Hälfte der Flanken der Kollótta Dyngja geht. Diese Spalten haben also mit dem Bau und der Anordnung der Lavavulkane nichts zu tun.

Diese jungen Spalten aber treten in der Landschaft oft deutlich hervor, indem sie entweder weit klaffen, oder entlang ihren Rändern Verschiebungen stattgefunden haben. Am deutlichsten erscheinen sie da, wo lange Kraterreihen sich über ihnen aufgebaut haben, wie östlich vom Myvatn, die Sveinagjá und andere. Diese Spalteneruptionen sollen im zweiten Teil dieser Arbeit behandelt werden; jetzt ist es nur wichtig, festzuhalten, daß sie mit der Eruptionszeit der benachbarten Schildvulkane nichts zu tun haben. Sie lehnen sich nie an Schildvulkane an; dies ist sehr auffallend, denn wären die Schildvulkane auf früheren, jetzt durch Lavaüberdeckung verborgenen Spalten aufgebaut, so wäre es sehr merkwürdig, wenn das Magma niemals wieder seine von früheren Eruptionen vorgezeichneten Wege genommen, sondern sich regelmäßig neue, aber parallele Bahnen gebrochen hätte, die es dann, soweit sich historisch feststellen läßt, für seine späteren Eruptionen beibehielt. Eine unerklärliche Erscheinung aber wäre es, wenn diese neuen Spalten gerade an den auf Spalten — also auf einer Schwächelinie aufsitzenden — Schildvulkanmassiven abgelenkt oder beendigt würden. Und diesen Fall können wir tatsächlich

an mehreren Stellen beobachten, vor allem schön im Norden des Bláfjall, wo gerade eine der gewaltigsten Spaltenvulkanreihen der Insel vor dem Massiv deutlich aus ihrer Nord-Süd-Richtung gebogen

Fig. 1. Die Schildvulkane Islands. Von Hans Reck.

○ Präglaziale Schildvulkane
● Postglaziale Schildvulkane

Nach einer Karte von Th. Thoroddsen.

Die Zahlen der postglazialen Lavaschilde beziehen sich auf die pag. 15 [95] gegebenen Namen der Tabelle.

wird und damit ihr Ende findet. — Auf ein weiteres solches Beispiel werde ich noch bei meiner Besprechung der Vulkane des Südlandes hinweisen.

Eine andere Beobachtung spricht ebenso gegen die Annahme, daß diese Lavamassen auf Spalten aufgestiegen sind. Es ist dies der kreisförmige Durchmesser der Förderschlote, auf den sich, wie ich bereits angeführt habe, aus den zylindrischen Gipfeleinsenkungen im Krater schließen läßt. Zwar haben auch die gewöhnlichen, auf Spalten oder nicht auf Spalten entstehenden Stratovulkane kreisrunde Förderschlote, aber diese sind ein Ergebnis der explodierenden Gase, die zur Diatremenbildung, d. h. zur röhrenförmigen Durchschießung der Erdkruste führen, wie dies Daubrées experimentelle Versuche gezeigt haben. Hier dagegen haben wir ein ruhiges, langsames Aufsteigen des Magmas, bei dem es nicht einzusehen ist, warum es nicht, einer gegebenen Schwächelinie folgend, auch deren Gestalt annehmen sollte, wie wir dies bei den eigentlichen Spalteneruptionen beobachten. Dort fließt, wie später noch ausführlicher gezeigt werden wird, das Magma ruhig über die Spaltenränder aus, und nur dort, wo es infolge wechselnden Widerstandes an den Spaltenrändern nicht zur Oberfläche gelangen konnte, finden wir größere Kraterkessel über der Spalte, die ihre explosive Natur durch ihre oft bis 100 m hohen Schlackenkegel beweisen.

Daß eine Spalte für das Aufsteigen des Magmas dem Wesen der Schildvulkane fremd ist, ergibt sich aber vor allem aus der Beobachtung selbst. Noch niemals wurde weder an einem Schildvulkan selbst, noch in der Verbindungslinie irgendwelcher Schildvulkane

eine Spalte beobachtet. Für diese Beobachtung konnte es keinen günstigeren Fall geben, als die Tafelberge. Ein solcher ist auch die schon geschilderte Herđubreið, dessen eingehender Untersuchung ich mehrere Tage gewidmet habe. Er erhebt sich allseitig 1200 m über das allgemeine Niveau der Umgebung. Es müßte also notwendig eine Spalte an irgendeiner Stelle des Berges angeschnitten sein, zumal der Krater sehr nahe am Schnittpunkt zweier annähernd rechtwinkliger Begrenzungsflächen des Berges in der Südostecke liegt. Bei dem senkrechten Abfall der Bergwände müßte jede Störungslinie besonders deutlich hervortreten. Trotz genauester Beobachtung an allen vier Seiten des Berges war nirgends etwas derartiges zu konstatieren. **Hier liegt also eine direkte Beobachtung vor, daß ein Lavavulkan unabhängig von irgendeiner Störungslinie entstanden ist**[1]).

Daß das Förderrohr dieses Vulkans nicht nur steil, sondern annähernd lotrecht sein muß, geht aus einer einfachen Ueberlegung hervor: aus dem gleichmäßigen Bau dieses Berges und aller Schildvulkane nach jeder Richtung. Der Krater liegt stets genau zentral an der höchsten Stelle. Die Eruptionen müssen, wie ich schon ausgeführt habe, durch ziemlich gleichmäßiges Ueberlaufen des Magmas nach allen Richtungen zustande gekommen sein. Das Magma selbst ist auch sehr gleichmäßig, sowohl was Zusammensetzung als Korngröße betrifft. Gase waren bei der Eruption auch nicht in wesentlichem Grade beteiligt; dieselbe nahm also einen ruhigen Verlauf. Das Eruptionsmaterial verhielt sich also gewissermaßen passiv in der Formgestaltung dieser Berge. Gestaltend wirkte nur der Druck von unten, der die Lavasäule gleichmäßig aus dem Krater auslaufen ließ. Da aber nirgends die Bevorzugung einer Richtung an den Berggehängen sich ausprägt, kann der Druck kein seitlicher und muß vertikal von unten nach oben gerichtet gewesen sein, was nur bei einem senkrechten Förderschlot möglich ist.

Da man zugunsten der Spaltentheorie noch einwenden könnte, daß eine Spalte durch nachträgliche Einflüsse an den Berggehängen wieder verwischt worden sein könnte, möchte ich mit einigen Worten auf die Unwahrscheinlichkeit dieser Behauptung hinweisen.

Eine solche Spalte wäre natürlich im Tuff zu suchen, die darüber liegende Lava würde von ihr nicht berührt. Der Palagonittuffsockel der Herđubreið ist ohne Schichtung, nur stellenweise grob gebändert; diese Bänderung wird durch Lavabruchstücke hervorgerufen, die in der Gestalt von Bomben oder kantigen bis gerundeten Bruchstücken in Tuff eingebettet und mit diesem verkittet sind. An manchen Stellen nehmen sie an Menge stark zu, im allgemeinen aber sind die regellos durch die Masse verteilt. Infolge ihrer größeren Resistenz bei der Verwitterung stehen sie aus den Tuffwänden hervor, die einer rascheren Denudation ausgesetzt sind, obgleich auch der Tuff, wenn frisch, so stark verhärtet ist, daß er als festes Gestein angesprochen werden muß, das dem Schlag des Hammers nicht leicht nachgibt und beim Abschlagen keineswegs zerbröckelt. Die feinen, bei der Verwitterung sich loslösenden Partikelchen werden größtenteils vom Wind, nur zum geringsten Teil vom Wasser entführt, da das Entwässerungssystem der Lavafelder ein unterirdisches ist. In einer Spalte in den Tuffwänden dürfen wir also bei deren Zuschüttung entweder eine Anhäufung von Lavabruchstücken erwarten, die sich als dunkles Band vom allgemeinen Aussehen der Tuffwand abheben müßte, oder sie müßte, wenn die Wirkung des Windes stärker gewesen wäre, mit feinem Tuffmaterial verweht worden sein, das sogar eine grobe Schichtung aufweisen sollte. Jedenfalls aber ist der Bildungsgang der Spaltenausfüllung ein anderer als der des Tuffsockels gewesen, müßte also durch seine Struktur sich von demselben unterscheiden. Dies ist aber nirgends der Fall.

1) Vgl. hierzu H. Reck, Ein Beitrag zur Spaltenfrage der Vulkane. Centralbl. f. Min. etc. 1910. pag. 166—169.

Daß eine Dislokation entlang der gedachten Spalte nicht stattgefunden hat, läßt sich leicht feststellen. Da diese Spalte, entsprechend der ganz allgemeinen Richtung der vulkanischen Spalten dieses Gebietes in der Nord-Süd-Richtung zu suchen wäre, würden wir sie, und damit auch eine Dislokation entlang ihren Rändern an der Süd- und Nordwand erwarten müssen. Gerade die Nordwand zeigt aber mit großer Schärfe eine Trennungslinie in den untersten Teilen des Tuffsockels. Der obere Teil desselben ist heller gelbbraun als der untere. Diese Linie ist nirgends unterbrochen; eine Dislokation müßte dies notwendig getan haben, folglich ist keine solche vorhanden.

Genau die gleichen Verhältnisse zeigt das Bláfjall, dessen Alter wir schon im vorangehenden einer näheren Prüfung unterzogen haben. Auch dort liegt nach den Schilderungen Thoroddsens, der einen Ecke des mit senkrechten Wänden abfallenden Plateaus genähert, der Krater eines Lavavulkans; auch von dort werden keinerlei den Tafelberg durchsetzende Spalten oder Störungslinien erwähnt.

Was die Lavaschilde des Südlandes betrifft, so ist bei einem Blick auf die Karte noch weniger als im Norden eine regelmäßige Anordnung zu erkennen. Es kann lediglich gesagt werden, daß diese Vulkane auf die heutigen Hauptzentren der vulkanischen Tätigkeit der Insel beschränkt sind. Ich habe, als ich Thoroddsens Gründe für seine Spaltentheorie gab, schon darauf hingewiesen, daß diese weit mehr auf Konstruktion als auf Beobachtung beruhen. Zahlreich und teilweise recht groß sind ja die Spalten und Reihenvulkane besonders auf Reykjanes, aber gerade auf diesen liegen tatsächlich keine Schildvulkane. Im Gegenteil untersuchte ich gerade an der äußersten Südwestspitze der Halbinsel Reykjanes eine offenkundige junge Vulkanreihe, auf der zahlreiche, schön geformte Schlackenkrater aufsitzen, und diese Spalte läuft nur 1—2 km westlich von den zwei Lavavulkanen Slálarfell und Haleyarbunga vorbei, an deren Fuß zahlreiche Solfataren in Tätigkeit sind. Auch im Osten davon liegen wiederum junge Kraterreihen, aber nicht bei den Lavavulkanen selbst.

Ich habe schon bei den Nordlandvulkanen darauf hingewiesen, daß hier noch ein besonders schönes Beispiel für das Ausbiegen jungvulkanischer Linien vor Schildvulkanen auftrete. Dies ist beim Vulkan Heiđin-há der Fall. Wir sehen dort nämlich deutlich die schon erwähnte zweite große Bruchlinie Thoroddsens vom Massiv des Heiđin-há im Bogen abgelenkt. Die verschiedenen kleinen Vulkanreihen treffen im spitzen Winkel auf die flachen Lavahöhen auf, wo sie stets abbrechen, um in kurzen Reihengliedern hintereinander sich fortzusetzen, bis sie endlich mehrere Kilometer westlich vom Heidin-há in leicht geschwungener Nordost-Südwest-Richtung tatsächlich durch das Gebirge durchsetzen. Also auch hier war durch den Heiđin-há sicherlich keine Linie größter Schwäche bezeichnet.

Wir kommen nach diesen Ausführungen zu dem Resultat, daß in keinem Falle die Abhängigkeit oder Zugehörigkeit eines Schildvulkans zu einem Spaltensystem beobachtet worden ist; dagegen macht das allgemeine Auftreten derselben, ihre Lage und ihr Bau es höchst wahrscheinlich, daß sie alle infolge selbständiger Betätigung des unter ihnen liegenden Magmaherdes entstanden sind, was sich an mehreren Beispielen, wie Herđubreið, Bláfjall klar beweisen läßt, weil sie durch Abbrüche aus der verdeckenden Lavahülle des Ódáđahraun herausgeschält sind.

Die Lavavulkane sind also von Spalten unabhängig, durch eine dem Magma innewohnende selbständige Kraft aufgebaute Gebilde, die niemals auf Spalten auftreten, da diese ihrer Entstehungsweise fremde Bedingungen des Aufbaues geben.

Grabenversenkungen und nachträgliche Einbrüche gehören bei den Spalteneruptionen zu den gewöhnlichen Erscheinungen. Treffen wir diese Erscheinungen auch bei Lavakuppen? D. h. allgemeiner: Sind die Lavakuppen nachträglich gesenkt? Thoroddsen vertritt die Ansicht, daß dies bei manchen

der Fall sei[1]). Er führt dabei in seinen Schriften drei Beispiele einer Senkung der ganzen Mittelpartie des Lavaschildes an: Kollótta Dyngja, Selvogsheiði und den glazialen Lavavulkan Ók. — Betrachten wir nun diese 3 Fälle etwas eingehender:

An der Kollótta Dyngja stützt sich THORODDSEN auf die Tatsache, daß am Nordostgehänge die dem Berge abgewandte, also die Nordostwand der schon mehrfach erwähnten großen Spalte, höher steht als die Südwestwand. Dasselbe ist bei den kleinen Nebenspalten zu beobachten, die in geringem Abstand parallel der Hauptspalte verlaufen. Das ist zweifellos richtig, da, wo die Spalte von dem im Norden sich anschließenden Tuffgebirge herunterläuft, aber bereits an der Südostflanke des Berges trifft diese Beobachtung nicht mehr zu, und auch an der West- und Nordseite des Berges ist, soweit ich dies mit dem Glas vom Gipfel aus feststellen konnte, nicht die geringste Störung und Unregelmäßigkeit im Bau zu konstatieren. Daß also die Wände einer geraden Spalte lediglich auf eine kurze Strecke in anormaler Weise verschoben sind, ist der deutlichste Beweis, daß wir es mit einer lokalen Störung, vielleicht mit einer Stauungserscheinung, zu tun haben, wie das in dem jungen, noch stets sich gestaltenden vulkanischen Gürtel sehr leicht möglich ist. Eine lokale, geradlinige Störung darf aber niemals als Beweis einer bei der Gestalt der fraglichen Vulkanberge doch notwendig kreisrunden Störung angesehen werden. Für die Kollótta Dyngja liegt also kein Beweis einer Senkung der zentralen Partie des Vulkans vor, es deutet vielmehr die Verschiebung der Spaltenwände etwas gänzlich Verschiedenes an, wie ich in kurzem noch ausführen werde.

Eine zweite gesenkte Kuppe ist nach THORODDSEN die Selvogsheiði auf Reykjanes, wo die Nordränder der vielen Südwest—Nordost streichenden Spalten höher liegen als die Südränder; aber wieder leidet dieser Beweis an der einseitig linearen Erstreckung der Spaltensysteme, während man bei einer runden Kuppe doch periphere Spalten erwarten sollte. Die langgestreckten geraden Spalten sind aber sehr einfach zu erklären in einer Halbinsel, die in jüngster Zeit in staffelförmigen, der Spaltenrichtung an der Selvogsheiði parallelen Abbrüchen dem Meere sich zuneigt. Diese Verschiebung der Spaltenränder ist also wohl ein Beweis der Verschiebung der Erdschollen zu ihren Seiten, berechtigt aber auf keinen Fall zur Annahme der Senkung der Selvogsheiði selbst.

Das dritte Beispiel THORODDSENS bezieht sich auf den großen glazialen, noch jetzt von Eis bedeckten Schild des Vulkans Ók. Doch auch dort kann ich aus THORODDSENS Worten absolut nicht die Notwendigkeit, ja nicht einmal die Wahrscheinlichkeit zur Annahme der Senkung der Zentralpartie des Vulkans finden. Es ist deshalb vielleicht am besten, seine eigenen Worte hierüber zur Beurteilung anzuführen[2]):

. . . . . „Die Lavakuppel ist über Tuffgebirgen aufgebaut, welche aus den Seiten des Vulkans hervorspringen und unter denen eines der bedeutendsten der Fauntefell gegen Süden ist, von welchem sich Tuffrücken am Vulkan hinauferstrecken, welche ebenfalls von Doleritlava bedeckt sind; hieraus ist ersichtlich, daß das Zentrum des Vulkans Ók sich später gesenkt hat, worauf auch mehrere Spalten hinweisen.“ . . . . . .

Ich habe leider den Vulkan Ók nicht selbst untersuchen können, aber aus dieser Bemerkung THORODDSENS kann ich mich nicht veranlaßt sehen, eine Senkung der zentralen Mittelpartie des Ók anzunehmen, zumal auch die Spalten, die darauf hindeuten sollen, nicht näher geschildert werden, andererseits aber gerade THORODDSEN sich durch derlei Spaltenbeobachtungen zu mehrfachen Trugschlüssen

1) Cf. THORODDSEN, Island. pag. 126.
2) THORODDSEN, Island. pag. 314. 315.

verleiten ließ, wie ich eben schon angeführt habe. Ich komme somit zu dem Resultat, daß in keinem Falle eine nachträgliche Senkung eines Schildvulkans bewiesen wurde, und wende mich jetzt vielmehr dazu, zu zeigen, daß gerade die Schildvulkane Abbrüchen und Versenkungen gegenüber sich als sehr widerstandsfähig erweisen, daß sie also Zentren größter Festigkeit und Resistenz darstellen.

Die denkbar augenfälligsten Beweise dafür liegen in dem Ódáðahraun. Man sieht dort, hoch emporragend über die toten Lavawüsten, mächtige viereckige Gebilde mit senkrechten oder nahezu senkrechten Bruchwänden, die Tafelberge. Sellandafjall, Bláfjall und Herðubreið sind solche Horste. Außerdem beherrschen noch schmale, Nord-Süd streichende Tuffkämme das Landschaftsbild, die aber in der Umgebung der Tafelberge stets niedriger sind als diese. Die Tafelberge stellen also für ihre Umgebung das höchste Niveau dar, während ihre gesamte Umgebung mehr oder weniger abgesunken ist, und dabei auch stark gestört, zerbrochen und disloziert wurde — im Gegensatz zu den Tafelbergen selbst, die in ihrem Bau keine Störung der glatten Bruchwände erkennen lassen.

Daß die Tafelberge Horste sind und nicht etwa vulkanische Auftreibungen darstellen, springt dem Beobachter unmittelbar in die Augen. Aber es lassen sich auch für solche, die die Verhältnisse nicht aus eigener Anschauung kennen, genügende Beweise für die Horstnatur dieser Berge erbringen.

Betrachten wir die zwischen den Flüssen Skjálfandafljót im Westen und Jökulsá im Osten gelegene Landstrecke, so sehen wir einen breiten, gesenkten Streifen vor uns, einen Grabenbruch, dessen Westgrenze durch den Skjálfandafljót scharf ausgeprägt, dessen Ostgrenze dagegen infolge der zahlreichen diluvialen und alluvialen Ablagerungen meist nicht zu beobachten ist. Innerhalb dieses Senkungsfeldes liegen die Tafelberge. Im Westen und Osten finden wir tertiären (?) Basalt, während auf gleicher Höhe innerhalb dieser Flüsse rezente Lavawüsten sich erstrecken, deren größte das Ódáðahraun mit einem Flächeninhalt von ca. 3500 qkm ist. Den Untergrund dieser Lavawüsten bildet der Palagonittuff, der normalerweise dem Basalt auflagert. An den Tafelbergen ist diese Palagonittuffunterlage bis zu 600 m Mächtigkeit angeschnitten. Die Basaltunterlage tritt nur ganz im Norden auf der Halbinsel Tjörnes in einer großen Basaltscholle zutage.

Es handelt sich also hier um eine Senkung eines großen Landkomplexes. Bei der Annahme, daß diese „Horste“ vulkanische Auftreibungen darstellen, müßten an einigen Stellen tafelbergartige Emportreibungen zu einer ganz gesetzmäßigen Höhe stattgefunden haben. Dies zeigt folgende Betrachtung: Die heutige obere Tuffgrenze dieser Tafelberge liegt, wie es infolge ihrer sie schützenden ungestörten Lavakappe nicht anders zu erwarten ist, stets höher als bei den angrenzenden ungeschützten und stark zerrissenen, schmalen Nord-Süd-Bergzügen, die ihrerseits ungefähr auf gleichem Niveau mit den im Osten der Jökulsá gelegenen Tuffrücken stehen, oder auch noch niedriger sind. Thoroddsen hat nachgewiesen, daß sich die gewaltigen Tuffmassen in tertiärer bis diluvialer Zeit gleichsam in einer Schale in den inneren Partien der Insel ansammelten, wie aus dem schwach geneigten Fallen des Basalts hervorgeht. Später traten infolge einer Absenkung in den mittelsten Partien gewaltige tektonische und vulkanische Störungen ein, die bis heute fortdauern und uns einen breiten und mächtigen Tuffkomplex, der quer durch die Mitte der Insel streicht, erhalten haben.

Ferner hat auch Thoroddsen bereits den Gedanken ausgesprochen, daß dieser ganze Grabenbruch eine windschief nach Norden und Westen fallende Tafel darstelle. Die Richtigkeit dieser Idee findet in der Verteilung der Höhenlage der einzelnen Tuffmassive eine starke Stütze, da diese eine solchen Verhältnissen ganz entsprechende regelmäßige Anordnung zeigen. So ergibt sich zwischen

Skjálfandafljót und Jökulsá nicht nur von Nord nach Süd eine starke Zunahme der Höhen, sondern im allgemeinen auch von Westen nach Osten mit der schon erwähnten Modifikation, daß dabei stets die Tafelberge höher sind als die Tuffketten ihrer Umgebung. Entlang dem Skjálfandafljót haben wir im Westen Basaltberge von Dolerit bedeckt, der mit steilen Wänden 900—1000 m gegen das Bardardalur abbricht. Im Südosten liegen die Doleritbänke etwa 300 m über dem Tal. Es hat eine Absenkung von ca. 600 m stattgefunden. Verfolgen wir die Tafelberge von Westen nach Osten, so ist das präglaziale Sellandafjall im Westen mit 1002 m der niedrigste, ihm folgt das Bláfjall mit 1225 m, und endlich ganz im Südosten die Herđubreið mit 1660 m. — Auch die Tuffrücken zeigen im allgemeinen ein Zunehmen an Höhe, sowohl wenn wir ihnen von Norden nach Süden, als auch von Westen nach Osten folgen gegen das Inland zu, wo sie im Massiv der Dyngjufjöll schließlich Höhen bis über 1400 m erreichen.

Ich habe diese Angaben nicht gemacht, um dem tektonischen Problem näher zu treten, da dies außerhalb des Rahmens dieser Arbeit liegt, sondern lediglich, um darauf hinzuweisen, daß die Höhenverhältnisse ganz gesetzmäßige sind, jedenfalls solche, die genau dem Bau des ganzen Senkungsfeldes entsprechen. Schon aus diesem Grunde fällt es schwer, die Tafelberge als vulkanische Auftreibungen anzusehen, da solche durchaus unabhängig vom Bau ihrer Umgebung sind.

Vulkanische Auftreibungen sind uns wohlbekannt[1]). Ich führe als Beispiel das Nördlinger Ries an, dessen vulkanische Natur Branca und Fraas überzeugend nachgewiesen haben. Die vulkanische Auftreibung war dort kreisrund, eine Erscheinung, die ich auch in Island in modellartiger Kleinheit und Vollkommenheit in der Lava beobachtet habe, und auf die ich bei der Schilderung der Spalteneruption von Laki noch zurückkommen werde. Rings um den Rieskessel sind die Schichten periklinal emporgehoben; von dem Gebirge, das über dem Rieskessel lag, nehmen Branca und Fraas starke Zerrüttung und Denudation an. Von all dem ist bei den Tafelbergen gerade das Gegenteil vorhanden. Die Tafelberge sind mehr oder minder viereckig; dies ist auf der Thoroddsenschen Karte allerdings wenig deutlich zu sehen, weshalb ich besonders betone, daß ich an allen Tafelbergen scharf ausgeprägte Kanten beobachtet habe. Zwei von ihren Seiten laufen stets mit der Spaltenrichtung ihrer Umgebung parallel, während die anderen beiden Kanten sie mehr oder minder rechtwinklig durchschneiden. Das Gebirge

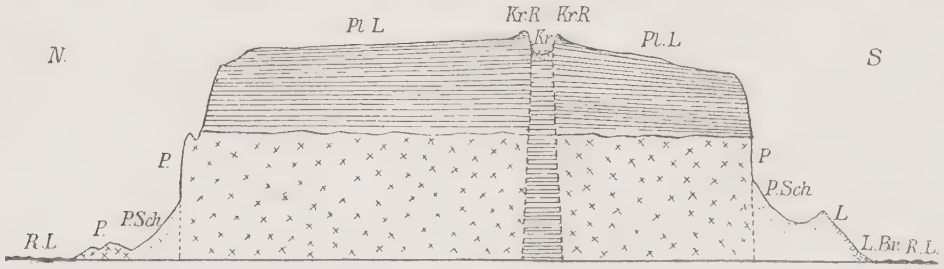

Fig. 2. Profil durch die Herđubreið. (Vgl. Centralbl. f. Min. usw. 1910. pag. 169.)

R.L. = Rezente Lava des Odáđahraun. *P.* = Palagonit. *P.Sch.* = Palagonitschutt. *Pl.L.* = Plateaulava. *Kr.R.* = Kraterring *Kr.* = Krater. *L.* = Lava. *L.Br.* = Lavabruchstücke.
5 mm = ca. 100 m. Nicht überhöht.

am Fuß der Tafelberge ist von rezenter Lava überdeckt, ist also sicherlich nicht über das Niveau desselben gehoben. Daß es aber überhaupt nicht periklinal gestört wird, zeigt wiederum die Herđubreið in einwandfreier Weise. Im Osten und Westen ist keine Spur des unterliegenden Tuffgebirges über der Lava zu sehen, im Norden dagegen sind einzelne große Schollen an ihrem Fuße stehen geblieben,

1) Vgl. hierzu: H. Reck, Ueber Erhebungskrater. Sitz.-Ber. der Deutschen geol. Ges. 1910. (März). pag. 292—318.

die nach Norden unter die Lava einfallen, während im Süden der wildzerklüftete, schmale Bergzug der Herđubreiđartögl sich hinzieht, nur durch eine tiefe Senke, durch die auch die rezente Lava des Ódáđahraun floß, von ihm getrennt. Das beifolgende Profil gibt eine Vorstellung dieser Verhältnisse.

Das Herđubreiđmassiv ist vollkommen ungestört, keine Spur von Zertrümmerung ist zu beobachten, während die südlichen Herđubreiđartögl, wie auch alle anderen schmalen Nord-Süd-Bergzüge dieser Gegend stark zerklüftet und durch die Denudation in bizarre Einzelformen aufgelöst sind. Vielfach setzen auch weite klaffende Spalten durch sie hindurch; so z. B. im Norden der Kollótta Dyngja.

Diese Verhältnisse lassen die Plateauberge Inner-Islands als recht anders geartete Bildungen erscheinen, als man von vulkanischen Auftreibungen erwarten sollte. Es wäre auch höchst schwer zu verstehen, warum stets die Zentralpartie eines schon erloschenen Massenvulkans samt seiner Unterlage um ca. 600—1000 m horizontal und ohne jede Störung emporgepreßt worden sein sollte; viel einfacher ergibt sich die Erklärung, wenn man eben diese Tafelberge, wegen ihrer soliden Lavaachse, die gleichsam ein Gerüst des Berges bildet, und wegen der auf ihnen, als Vulkanzentren, notwendig stärksten Anhäufung der Lava, als Festigkeitszentra betrachtet, die einer Senkung den größten Widerstand entgegensetzten, und an deren Wänden dementsprechend das Terrain abglitt.

Schließlich sei noch ein Punkt erwähnt, der gegen eine vulkanische Auftreibung spricht, nämlich das Verhältnis der Tafelberge zu den Tuffgebirgsrücken, das ich schon angedeutet habe. Auch dieses läßt uns ihre Entstehung klar erkennen, und wähle ich als besonders günstiges Beispiel wieder die Herđubreiđ. Ihre Zugehörigkeit zu den Herđubreiđartögl habe ich schon ausführlich besprochen. Diese Herđubreiđartögl können aber, wie dies ihre langgestreckte schmale Form bekundet, keine Emportreibungen vulkanischer Natur sein. Sie sind vollkommene Analoga zu den anderen Bergzügen des Senkungsgürtels, und all diese Bergzüge sind noch niemals anders gedeutet worden, denn als hervorragende bezw. weniger gesunkene Schollen des Tuffgebirges. Es sind also stehengebliebene schmale Streifen von Tuff, die alle stark zerrissen sind und Nord-Süd streichen. Das Terrain ist parallel ihrer Längserstreckung, gegen welche die Breite stets sehr gering ist, — bei dem Herđubreiđartögl ist das Verhältnis 1 : 4 — weiter abgesunken. Man faßt diese Versenkungen als Grabenbrüche auf, zwischen denen einzelne Streifen Landes in höherem Niveau stehengeblieben sind. Dabei sind sie, infolge ihres Aufbaues aus immerhin nicht sehr widerstandsfähigem Material, stark gestört, zerrissen und zerklüftet, wie schon erwähnt, im Gegensatz zu den Tafelbergen mit ihrer festen Lavaachse und Lavakappe. Einzelne solche Grabenbrüche lassen sich besonders da mit vollkommen frischer Erhaltung der Bruchränder konstatieren, wo harte Doleritlaven die Oberfläche bilden.

Die Herđubreiđ steht nun in einer solchen schmalen, langen Gebirgskette, von der im Norden nur noch einige Schollen sichtbar sind. Zwei ihrer Bruchwände sind denen des Bergzuges parallel; die beiden anderen sind ziemlich senkrecht dazu; diese Querbrüche mögen als eine Folge des Ausgleichs von Spannungen bei der Senkung des Gebirgszuges zu deuten sein, dadurch entstanden, daß der feste Kern des Berges der Senkung mehr Widerstand entgegensetzte, als das Tuffgebirge. Die Senke zwischen der Herđubreiđ und den Tögl ist auch von ziemlich senkrechten Wänden begrenzt, unten finden sich steil gestellte Lavamassen, leider stark durch Tuff und Schutt verdeckt, die jedenfalls abgebrochene Schollen der Plateaulava darstellen — Verhältnisse, die ich schon im vorausgehenden besprochen habe. Die Tögl zeigen auch gegen die Herđubreiđ zu eine stärkere Bedeckung mit Lava, als weiter gegen Süden zu. All dies weist, wie gesagt, auf den genetischen Zusammenhang von Herđubreiđ und Herđubreiđartögl hin. Letztere sind aber sicher keine vulkanischen Auftreibungen, also kann es auch erstere

nicht sein. Seine dominierende Stellung verdankt der Berg vielmehr der Festigkeit seines Gerüstes und seinem Schutz vor den Einflüssen der Witterung.

Dieses feste Gerüst ist zwar nirgends der Beobachtung zugängig, ist aber eine notwendige Folgerung aus der regelmäßigen Anwesenheit eines Kraters auf dem Plateau der Tafelberge; das stete Zusammentreffen dieser Faktoren ist es, das uns die Annahme eines genetischen Zusammenhanges notwendig erscheinen läßt. Da aber die Lavakappe allein nicht der Grund der Tafelbergbildung sein kann, denn wir kennen ja in dem Ódáðahraun verschiedene Tuffzüge, die auch von Lava bedeckt sind und keineswegs den Charakter von Tafelbergen tragen; und da außerdem in dem Schichtenaufbau der Tafelberge zu dem der umgebenden Ebene kein Unterschied besteht, so bleibt als unterscheidendes Merkmal nur noch der massive Lavastiel, der unter der Krateröffnung angenommen werden muß.

Fassen wir somit das Resultat dieser Betrachtungen zusammen, so kommen wir zu dem Schluß, daß die Tafelberge infolge ihrer Natur als Schildvulkane Horste sind und Stellen größter Resistenz und Festigkeit darstellen, und daß sie dieser ihrer Vulkannatur ihre Ausbildung als Tafelberge verdanken.

7. Die Bildung der Lavakuppen.

Thoroddsens Theorie. — Knebels Theorie. — Die Lavabänke sind an der jeweiligen Oberfläche gebildet. — Die Lavaschilde sind nicht durch eine Eruption entstanden.

Nachdem wir nun alle charakteristischen Erscheinungen der Schildvulkane bezüglich ihrer Form, ihrer Lage, ihres Baues besprochen haben, können wir uns der Beurteilung der Ansichten zuwenden, die über ihre Bildungsweise herrschen. Es sind vornehmlich zwei sich diametral gegenüberstehende Ansichten ausgesprochen worden. Die eine derselben, deren Vertreter Thoroddsen [1]) ist, glaubt diese Vulkane durch ein sich stets wiederholendes ruhiges Ausfließen eines dünnflüssigen Magmas aus dem Gipfelkrater, der mit einem See glutflüssiger Lava gefüllt war, erklären zu können. v. Knebel [2]) dagegen, der im Jahre 1905 mehrere Lavavulkane Islands untersuchte, kam zu der Ansicht, daß die Lavavulkane das Produkt eines einzigen Ergusses seien, der aus einem Schlot emporgehoben wurde, überlief und von außen nach innen erstarrte; d. h. im Sinne einer kraterlosen Quellkuppe, deren Eruptionsöffnung von ihren eigenen Produkten verdeckt wurde. Die Bänke faßt er als Abkühlungszonen auf. Der Gipfelkrater ist danach kein Krater. Seine beiden Einwände gegen die Thoroddsensche Theorie sind: 1) Die einzelnen Lavalagen sind zu dünn, um möglicherweise sich in dieser verhältnismäßig papierdünnen Lage über den ganzen Berg ergossen zu haben. 2) Die zylindrischen Einsenkungen, die mehrfach an den Flanken dieser Vulkane auftreten, lassen sich nach der Thoroddsenschen Theorie nicht erklären.

Den zweiten Punkt habe ich schon im vorhergehenden ausgeführt; auch wird er durch die Knebelsche Theorie nicht einfacher erklärt als durch die Thoroddsensche. Ueber den ersten, betreffs der größtmöglichen Dünnflüssigkeit eines Magmas, läßt sich meiner Meinung nach theoretisch sehr wenig sagen, da hierüber experimentell wenig zu beweisen ist. Tatsächlich haben wir eben sehr dünne Schichten auf weite Flächen übereinander gelagert, und daher wird als wichtigste Frage die Entscheidung darüber zu treffen sein, ob es sich bei den Grenzflächen der einzelnen Lagen um wirkliche Oberflächen, ich möchte sagen Schichtflächen, handelt. Dies läßt sich beweisen, und wir sind nach einem solchen Beweis genötigt, die Möglichkeit einer so großen Dünnflüssigkeit des Magmas zuzugeben, da jede andere Erklärungsmöglichkeit benommen ist. Zudem werde ich noch bei meiner Besprechung der Hawaivulkane

1) Cf. Thoroddsen, pag. 125—127.

2) Cf. v. Knebel, Lavavulkane auf Island. D. Geol. Ges. 1906.

auf Beispiele eines Magmas zurückkommen, dessen Dünnflüssigkeit fast der des Wassers vergleichbar ist. Meine Studien an mehreren Vulkanen dieses „Dyngju-Typus“, wie er auf isländisch heißt, haben mir zahlreiches Beobachtungsmaterial zu dieser Frage geliefert.

Nimmt man an, daß die Lavabänke Absonderungsflächen sind, so ist es klar, daß die obere Bank zuerst erstarrte, weil die Abkühlung von oben nach unten fortschreitet. Wie aber in der kurzen Zeit einer einheitlichen Eruption, die eine Lavamasse von 600 000 000 Zentnern — nach einer Berechnung v. Knebels für die Skjaldbreid — bis 1000 m über die Oberfläche hob, eine so dicke äußere Schicht, deren hohe Temperatur sich durch ihre auf größte Dünnflüssigkeit hinweisende Struktur verrät, erstarren konnte, um dem ungeheuren Druck der inneren glühenden Masse ohne jedes Zerreißen zu widerstehen, erscheint rätselhaft; hierzu kommt noch, daß die Abkühlungsbedingungen für die ganze Zeit der Abkühlung, also für das ganze Massiv des Berges, ziemlich die gleichen gewesen sein müssen, da die Mächtigkeit der abgesonderten Schichten weder eine regelmäßige Abnahme, noch auch eine solche Zunahme erkennen läßt. Außerdem muß auch eine sehr scharfe Temperaturgrenze sich im Innern des glutflüssigen Magmas herausgebildet haben, wie man aus der scharfen Absonderung in Bänke ersieht, die sich parallel dem äußeren Gehänge des Berges hinziehen und seinen schaligen Aufbau hervorrufen. Nun können aber zu der Zeit, da die Massen der einzelnen Absonderungsschalen in noch flüssigem Zustand waren, unmöglich solche Zwischenräume zwischen den einzelnen Bänken gewesen sein, daß sich die regelmäßigen, oft ziemlich hoch aufgetriebenen Wulstfiguren der normalen Lavaoberfläche hätten bilden können. Endlich haben auch die Wulste der unteren Lagen, auf den kurzen Strecken, auf denen sie sich sehen lassen, genau den Habitus derjenigen der Oberflächenschicht, d. h. es ist nicht vielfach gedrehte und gewundene bogenförmig weitgestreckte Taulava, sondern es sind platte Zungen, die, nach vorn zugespitzt, oft auch wieder in mehrere Arme verteilt, auf den dünnflüssigen Zustand der Lava unzweideutig hinweisen.

Wenn trotz der durchgehend gleichen Beschaffenheit der Lavamasse Verschiebungen innerhalb derselben entlang einer Differenzierungsgrenze möglich wären, so könnte doch nie die untere Lage die ungestörten Oberflächenformen eines an der Oberfläche erstarrenden dünnflüssigen Magmas haben. Folglich sind tatsächlich die einzelnen Bänke übereinander an der Oberfläche erstarrt, also auch nacheinander abgelagert worden.

Daraus ergibt sich aber mit Notwendigkeit die Annahme, 1) daß nicht verdeckte Ausflußöffnungen des Magmas vorhanden waren, und 2) daß es sich hier um echte Lavadecken handelt; wie ich nachgewiesen habe, ist zwischen der Bildung der einzelnen Bänke ein gewisser Zeitraum verflossen, und **somit sind die Schildvulkane nicht durch einen einzigen Ausbruch entstanden, sondern durch sich stets wiederholendes Ueberfließen des Magmas aus dem Gipfelkrater kam es zur Bildung dieser flach gewölbten Schilde,** deren sämtliche Erscheinungsformen sich sehr gut in Einklang mit dieser Theorie bringen lassen.

8. Die glazialen Lavaschilde.

Ungenügendes Beobachtungsmaterial. — Thoroddsens Mitteilungen. — Ueberdeckung durch moderne Laven. Lage. — Keine Spalten. — Böschung. — Beschreibung und Aufzählung der einzelnen Vulkane. — Tertiäre Lavaschilde sind unbekannt. — Aehnlichkeit der Lagerung der tertiären Basalte mit der der basaltischen Laven der Schildvulkane.

Das Auftreten der Lavaschilde beschränkt sich nicht auf die Zeit des rezenten Vulkanismus; wir finden solche auch schon in glazialer Zeit. Eine Unterscheidung zwischen präglazial und glazial

ist bei dem gegenwärtigen Stande unseres Wissens leider nicht wohl möglich, da uns ein Kriterium für diese Alterstrennung an den Vulkanen selbst völlig fehlt und sich höchstens aus einer genauen Detailkenntnis der Lagerungsverhältnisse ihrer Umgebung ergeben könnte. Wie weit wir aber noch von einer solchen Detailkenntnis der isländischen Geologie entfernt sind, dafür mag als Erläuterung nur der Hinweis darauf dienen, daß wir noch nicht einmal bestimmt wissen, wieviel Interglazialzeiten es in Island gegeben hat, noch auch wo in vielen Fällen die Grenze der glazialen Bildungen gegen die tertiären und die rezenten zu suchen ist. Ich werde der Kürze halber in folgendem lediglich von den glazialen, zum Unterschiede von den postglazialen Vulkanen sprechen, schließe aber dabei die prä- und interglazialen Eruptionen dieser Vulkane ein.

Viele der glazialen Vulkane, die natürlich auf die Zone der glazialen Lava beschränkt waren, sind unseren Blicken durch die postglazialen Massenergüsse entzogen. Die Zone der postglazialen Ergüsse liegt nämlich innerhalb des allerdings viel breiteren, aber großenteils durch Glazialschutt verdeckten Gürtels der von Thoroddsen so genannten präglazialen Doleritformation. Betrachten wir auf der Karte die heutige Ausdehnung der Doleritformation an der Oberfläche, so sehen wir, daß sie verhältnismäßig gering ist, obwohl sie sich allerdings auch noch an vielen Stellen des noch nicht kartierten Hochlandes, besonders innerhalb der auf der Thoroddsenschen geologischen Karte mit Gelb verzeichneten diluvialen und alluvialen Schuttmassen nachweisen läßt, wie ich mich auf meinem Ritt durch diese endlosen Steinwüsten überzeugen konnte. Doch sind das zumeist lediglich kleine Stellen, die nur genügen, um ihr Dasein unter dem Schutt zu beweisen.

Alte Vulkane selbst können wir aber nur da zu finden erwarten, wo ihre Laven auf größere Strecken hin zutage treten, und da finden wir sie in überraschend großer Zahl. Zwar liegen noch keinerlei derartige Spezialstudien über glaziale Lavaschilde vor, denn auch Thoroddsen, der so viel wertvolles Beobachtungsmaterial von seinen Reisen mitgebracht, erwähnt dieselben nur nebenhin. Ich habe 13 solcher Vulkane einigermaßen sicher aus der Literatur und nach meinen eigenen Untersuchungen feststellen können und auf meiner Kartenskizze eingetragen. Aber diese Angabe ist wahrscheinlich viel zu niedrig, um die wahre Zahl derselben auch nur annähernd zu geben, und ich habe die Ueberzeugung gewonnen, daß in glazialer Zeit wohl noch viel mehr Schildvulkane zutage lagen als heute, und daß sie infolge ihrer Größe und großen Zahl ganz wesentlich am Aufbau der glazialen Lavawüsten der Doleritformation beteiligt waren.

Die äußere Erscheinungsform dieser Vulkane ist ganz die gleiche, wie die der heutigen, wenn wir von den feineren Strukturen der Oberfläche absehen. Die Hauptschwierigkeit in der Erkennung bildet das häufige, scheinbare Fehlen eines Kraters, und zwar deshalb, weil derselbe mit glazialem Material zugeschüttet ist. Das Hauptmerkmal bildet die auffallend gleichmäßige Schildform, deren Böschung im allgemeinen noch flacher ist, als die der rezenten Vulkane und oft nur 2—3° beträgt. Doch kommen auch Neigungen bis zu 8 und 10° vor, wie z. B. am Ók. Auch für die glazialen Lavaschilde läßt sich nirgends nachweisen, daß sie auf Spalten aufsitzen; daß eine reihenförmige Anordnung derselben nicht besteht, zeigt schon ein flüchtiger Blick auf die Karte. Das grobkörnige Gestein der Doleritlaven weist an der Oberfläche natürlich keine Wulst- und Fließstrukturen mehr auf, ist vielmehr geschrammt, woraus wir ja das glaziale Alter dieser Gesteine erkannt haben.

Im folgenden will ich ganz kurz das wenige zusammenstellen, was uns Thoroddsen von seinen

Beobachtungen glazialer Schildvulkane in seinen Arbeiten mitteilt. Denn ihm verdanken wir fast ausschließlich unsere Nachrichten über diesen gewiß sehr interessanten Gegenstand [1]).

Im Norden des Vatnajökull liegen nur 4 uns bekannte glaziale Lavaschilde, und diese erheben sich alle am Rande des rezenten Lavagürtels des Ódáðahraun und seiner Fortsetzung. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß unter den modernen Laven noch mehr solche Vulkane ruhen. Hart am Nordrande des Vatnajökull erhebt sich ein solcher mit einem großen Schlund am Gipfel: die Doleritkuppe Urdarháls. Im Nordosten davon, an das Askjagebiet sich anlehnend, befindet sich die Vadalda, ebenfalls ein glazialer Lavaschild. Gehen wir die Jökulsá abwärts, so treffen wir schließlich auf den flachen Buckel des Grjothals, auch er ist, wie die bisher genannten Kuppen, 2—3° nach allen Seiten geneigt. An der Westgrenze des rezenten Lavagürtels finden wir den schon erwähnten Tafelberg Sellandafjall. Möglicherweise hat auch das Bláfjall seine Eruptionen schon in der Glazialzeit begonnen, doch ist hierfür noch keinerlei Beweis erbracht.

Zahlreicher finden wir solche Vertreter des glazialen Vulkanismus weiter im Süden und Westen, wo der Erguß moderner Lava nicht solche Dimensionen angenommen hat. Besonders ausgezeichnet ist die Umgebung des Langjökull. Da ist vor allem Islands größter Schildvulkan, die eisgekrönte Kuppe des Ók, der gewaltige Ströme nach allen Seiten ergossen hat. In nördlicher Richtung folgen zwei weitere kleine Doleritkuppen, Sljettafall und Doffinsfall genannt; auch an der Ostseite des Langjökull sind zwei Doleritkuppen mit Neigungen von 4—6°. Eine davon wölbt sich aus dem Eis des Gletschers heraus. Zwischen beiden liegt noch eine dritte, postglaziale Lavakuppe, die aber nach Thoroddsens Mitteilung ihre Tätigkeit auch schon während der Glazialzeit begann.

Von der Lyngdalsheiði weiter im Süden sagt Thoroddsen, daß sie noch niemals untersucht worden sei, daß sich jedoch unter den modernen Laven auch gescheuerte finden. Sapper jedoch, dem wir in seiner schon zitierten Arbeit „Ueber einige isländische Lavavulkane“ neuerdings einige Angaben über den von ihm bestiegenen Vulkan verdanken, reiht ihn ganz den glazialen Lavaschilden an. — Trotzdem durch Alter und Eiswirkung viel Detail an diesem Berge verwischt ist, fand er einen dem Strytur ähnlichen Krater von 700—800 m Durchmesser und sanften Böschungen. Er schreibt darüber: „Der Gipfel besteht aus einer Anzahl rückenförmig ansteigender, zuweilen in eine Art Kamm auslaufender Felsgruppen, zwischen denen sich grabenartige, flache Vertiefungen ausdehnen, die sich 10 bis 20 m unter die Gipfel der Kuppeln hinabsenken.“ — Diese im Norden und Nordosten vorhandenen Kämme sind jedenfalls als Teile des einstigen Kraterringes zu deuten.

Im Vesturskaptafellssysla endlich, in dem Doleritgebiet südlich der ungeheuren Vulkanspalte von Laki, erwähnt Thoroddsen noch zwei Doleritkuppen als einstige Schildvulkane: Kaldbakur und Geirlandshraun genannt.

Auf meinem Ritt durchs Hochland kam ich noch zu der Ansicht, daß auch die Buðarháls, am Zusammenfluß der Thjórsá und der Tungná, wahrscheinlich einen solchen großen glazialen Lavavulkan darstellen, wie ich aus dem gleichmäßigen Gefälle der sich aus der flachwelligen Diluvialwüste erhebenden Kuppe schließe. Leider hatte ich zu einer Besteigung keine Zeit, um mich von dem Vorhandensein oder Fehlen eines zentralen Kraters zu überzeugen. Das glaziale Alter der Buðarháls ist aber auf keinen Fall zu bezweifeln, denn ihre Gehänge haben die schönsten Gletscherschrammen bis heute bewahrt.

Es muß übrigens ausdrücklich bemerkt werden, daß auch Thoroddsen die wenigsten seiner als glaziale Vulkane beschriebenen Doleritkuppen bestiegen hatte, sondern, zumeist von dem Bau der

1) Cf. Thoroddsen, Island. pag. 311 ff.

Berge ausgehend, auf ihren Charakter schloß, so daß eine einwandfreie Bestimmung ihrer Natur leider nur in den wenigsten Fällen vorliegt.

So unsicher auch unsere Nachrichten sind, wie aus dem Gesagten hervorgeht, zu einem Schluß berechtigen uns selbst diese lückenhaften Betrachtungen, und das ist der Schluß, daß die Schildvulkane zahlreiche und große Vertreter ihres Typus in der Glazialzeit hatten, wahrscheinlich sogar damals bedeutend verbreiteter waren als jetzt.

Tertiäre Lavaschilde sind uns nicht bekannt, und muß daher die Frage bis auf weiteres noch offen bleiben, ob nicht auch dieser Vulkantypus einen Beitrag zur Bildung der ungeheuren, tertiären Basaltplateaus geliefert hat. Unwahrscheinlich ist es nicht, wenn man von den heutigen Verhältnissen auf die damalige Zeit rückschließt, denn der Schnitt einer Basaltwand zeigt in größerem Maßstabe sehr viel Aehnlichkeit mit der Bruchwand eines modernen Lavaschildes.

Jedenfalls steht auf diesem Gebiete, wie auf dem Gebiete der Erforschung der Lavavulkane überhaupt, der Wissenschaft noch ein weites, fast gänzlich unbebautes Feld fruchtbarer und interessanter Arbeit offen, das wie wenige geeignet ist, uns neue Gesichtspunkte über das Wesen und Wirken des Vulkanismus zu eröffnen.

II. Vergleich mit den Lavavulkanen von Hawai.

Die Vulkane von Hawai als Vergleichsobjekte. — Größenmodifikationen. — Schlacken und Asche. — Mauna Loa und Kilauea. — Geographische Lage. — Abhängigkeit von Spalten. — Hebung und Senkung. — Selbständige Eruptionszentra. — Gipfel- und Flankeneruptionen. — Dünnflüssigkeit des Magmas. — Caldera. — Krater. — Einbrüche im Krater. — Kraterring. — Seitliche Einbruchskessel. — Zusammenfassung.

Keiner der Schildvulkane Islands ist seit historischer Zeit mehr in Tätigkeit, und alle machen vollkommen den Eindruck, erloschen zu sein. Noch tätige Vertreter dieses Vulkantypus sind uns genauer nur von Hawai bekannt, und eignen sich dieselben vorzüglich zu einer vergleichenden Betrachtung, die uns das Verständnis der isländischen Vulkane erleichtert.

Die Vulkanberge von Hawai übertreffen die isländischen Schildvulkane an Größe ganz bedeutend, besonders wenn man die Sockel derselben am Meeresgrunde sucht. Wir kämen dann auf Lavaanhäufungen, die im Mauna Loa nahezu 9000 m Mächtigkeit erreichen. Dabei hat der Berg eine elliptische Basis von 118 : 84 km Durchmesser an der Küste und einen Böschungswinkel von 4—7°. Im Vergleiche dazu müssen unsere isländischen Schildvulkane, deren größter nur eine relative Höhe von ca. 600 m und einen Basisdurchmesser von ca. 15 km erreicht, als sehr unbedeutende Bildungen erscheinen.

Deshalb wurde auch schon die Frage aufgestellt, ob ein Vergleich dieser beiden Gruppen überhaupt statthaft sei. Ich möchte einen solchen deshalb für statthaft halten, weil der Bau der Hawaivulkane in allen wesentlichen Punkten ausgezeichnet mit dem der isländischen Schildvulkane übereinstimmt, und der Unterschied, der vornehmlich durch den mit der Höhe des Förderschlotes wachsenden Seitendruck der Lavasäule bedingt wird, nur in der größeren Höhe und Masse der ersteren liegt.

Ein allzu großer seitlicher Druck der Lavasäule im Förderrohr bedingt nämlich ein Aufreißen der Flanken des Vulkans und seitliche Injektion des Magmas in radialen Spaltensystemen, die sich in Flankeneruptionen des Vulkans und der gleichzeitigen Abnahme der Zahl der Gipfeleruptionen äußern. Charakteristisch für die Flankeneruptionen sind Ergüsse von Lavaströmen und Bildung von parasitären Kegeln.

Diese Erscheinungen treten uns alle bei den Lavabergen von Hawai entgegen, während wir sie bei den isländischen Schildvulkanen durchweg vermissen.

Während wir ein Aufreißen der lose gebauten Kegel der Stratovulkane schon bei verhältnismäßig geringer Höhe erwarten dürfen, müssen die massigen, kompakten Lavamassen der Hawaivulkane einem viel größeren Druck zu widerstehen imstande sein. Ganz dieser Voraussetzung entsprechend haben auch die Gipfeleruptionen im Niveau der heutigen Caldera, wie aus dem frischen Zustand der Lava dortselbst zu schließen ist, erst in geologisch sehr junger Zeit aufgehört, als die Masse des Berges sich schon über 4000 m hoch über den Spiegel der See erhoben hatte. Das zeigt sich auch aus den nur geringen Modifikationen in der äußeren Gestalt der Berge, trotz der zahlreichen Flankeneruptionen, die noch nicht Zeit hatten, die Ebenmäßigkeit des schildförmigen Baues der Berge in nennenswerter Weise zu deformieren.

Auf der Insel Hawai erheben sich 5 große Vulkane. Aber nur zwei erfüllen genau die Bedingungen, die der in der Einleitung gegebenen Definition des homogenen Lavavulkans entsprechen. Die anderen drei erinnern zwar in ihrer Gestalt auch noch stark an echte Lavavulkane, das Zunehmen losen Materials jedoch, das hier öfters als Interstratifikation der Laven auftritt, und die zahlreichen Schlackenkegel an der Oberfläche vergrößern ihren Böschungswinkel, der 12—18° beträgt; so haben wir in ihnen eine Uebergangsform zu den echten Stratovulkanen und gleichzeitig ein Beispiel dafür, daß eine strenge Absonderung der Vulkane in getrennte Klassen eine Unmöglichkeit ist.

Unsere Vergleiche müssen sich daher auf den Mauna Loa und Kilauea, die beiden am südlichsten gelegenen Vulkane, beschränken. Absolut frei von losem Material sind auch sie nicht, doch tritt es nur als seltene Nebenerscheinung auf, und auch da hauptsächlich nur in untergeordneten Mengen als unscheinbare Schlackenkegel auf den Spalten der Flankeneruptionen. Aus dem Hauptkrater sah man seit historischer Zeit, trotz der ca. alle 8 Jahre sich wiederholenden Eruptionen, erst ein einziges Mal eine hohe Aschensäule sich erheben. Dank der eingehenden Arbeiten Danas[1]) und Duttons[2]) und einer kürzlich erschienenen Monographie derselben von Brigham[3]) sind wir über diese Vulkane ziemlich gut unterrichtet.

Was zunächst die Lage der hawaischen Inseln betrifft, so sehen wir auf der Karte 8 größere Inseln, die völlig aus vulkanischem Material aufgebaut sind, in flachem Bogen von Nordwest nach Südost ziehen. Nur die südlichste und größte, Hawai selbst, hat noch tätige Vulkane.

Ganz in Uebereinstimmung mit dem Auftreten der isländischen Lavaschilde, die auch in einer Zone, nicht aber auf Spalten liegen, konstruierte Dana für die Hawai-Inseln zwei vulkanische Zonen, deren südlichste Glieder die einzigen noch jetzt tätigen Vulkane, der Mauna Loa und der Kilauea, sind. Ein direkter, an der Hand von Beobachtungen sich ergebender Beweis des Fehlens oder Vorhandenseins einer Spalte unter diesen Vulkanen ist natürlich nicht zu erbringen, da das gesamte Grundgebirge unter dem Niveau des Meeres liegt. Aber alle äußeren Anzeichen sprechen dafür, daß wir es mit Eruptionspunkten zu tun haben, die mit keiner Spalte in Verbindung stehen. Es ist von einer linearen Anordnung derselben keine Rede, es ist auch in allen Detailuntersuchungen über Hawai, soweit sie mir bekannt sind, niemals das Vorhandensein einer unter dem Massiv liegenden Spalte positiv behauptet worden, noch irgendein Grund angeführt worden, der entscheidend zugunsten einer solchen

1) Dana, Geol. U. St. Expl. Exp.

2) Dutton, Hawai-Vulcanoes. U. St. Geol. Surv. 1882/83.

3) W. T. Brigham, The Volcanoes of Kilauea and Mauna Loa. Mem. of the Bernice Pauahi Bish. Mus. Vol. 2. 1909. No. 4.

Behauptung sprechen würde. Betrachten wir nach dem Vorausgegangenen die Unabhängigkeit der isländischen Schildvulkane für erwiesen, so hätten wir in der völligen Analogie mit diesen Geschwisterbildungen einen weiteren Wahrscheinlichkeitsgrund für das selbständige Wirken der vulkanischen Kräfte auch bei diesen Vulkanen.

Dieser Analogie wollen wir nun vergleichend etwas näher treten. Die hawaischen Lavavulkane sind ungeheure flache Schilde, deren Profillinie sich in sanftem Bogen von der Küste bis zur Gipfelcaldera hinaufzieht, die im Kilauea eine Höhe von ca. 1300 m, im Mauna Loa dagegen eine solche von ca. 4100 m erreicht. Keine Unterbrechung stört die flache Kontur der Wölbung von der Gipfelcaldera an bis hinab zur Küste. Keine Verwerfung offenbart sich im Profil dieser Berge; keine Spuren, die auf eine Hebung oder Senkung hinweisen. Erst an der Küste finden wir hochgelegene stufenförmige Strandterrassen, die auf eine junge Hebung der Vulkane hinweisen. Da wir diese Terrassen aber auch auf den anderen Inseln dieser Gruppe in gleicher Weise wiederfinden, so sind sie eher als ein Zeichen der allgemeinen Erhebung des Bodens in dieser Gegend aufzufassen, als auf lokale Hebungen im Umkreis der heute tätigen Vulkane zurückzuführen. Die Vulkane scheinen sich dieser Hebung gegenüber also passiv zu verhalten, während von Senkungen überhaupt nichts zu entdecken ist, ein Resultat, das auch für sämtliche isländischen Lavaschilde zutrifft.

Auf der Karte sieht man, daß sowohl Mauna Loa als auch Kilauea eine ziemlich regelmäßige Basis besitzen, obwohl die Basis des Kilauea von den Laven des Mauna Loa überschwemmt ist, so daß die beiden Berge gleichsam an demselben Berghange liegen, nur durch eine Senke voneinander getrennt.

Wichtige Gründe machen es trotzdem sehr wahrscheinlich, daß die beiden Vulkane selbständige Eruptionszentra bilden. Dafür spricht einmal die in der Luftlinie ca. 30 km betragende Entfernung der beiden Krater, die vollkommene Unabhängigkeit derselben bei Eruptionen, der verschieden hohe Stand der unter normalem Luftdruck stehenden Lavasäule in beiden, endlich die radial angeordneten Sprungsysteme auf beiden Berggipfeln.

Am Kilauea und Mauna Loa sind meines Wissens große Gipfeleruptionen seit historischer Zeit nicht mehr vorgekommen. Die Lavamassen treten innerhalb der Caldera oder an den Flanken des Berges hervor, welch letztere Erscheinung den isländischen Lavavulkanen fehlt. Durch seitliches Austreten des Magmas aus Spalten wird notwendig die allseitige Symmetrie des Aufbaues gestört. Auf Hawai finden wir daher zahlreiche übereinander geflossene und wohldifferenzierte Lavaströme, während auf Island die Lava einen gleichmäßigen Ueberguß des Berges vom Gipfelkrater aus gebildet hat. Was die Möglichkeit einer so hochgradigen Dünnflüssigkeit des Magmas betrifft, die sich auf Island aus der Erscheinungsform der gleichmäßigen dünnen Bänke mit ihrer Fließstruktur nur theoretisch ergibt, aber nicht beobachtet werden kann, da Island seit historischer Zeit keinen tätigen Massenvulkan mehr besitzt — so läßt sich diese Möglichkeit auf Hawai durch Beobachtungen, die wir in den schönen Photographien Danas festgehalten finden, tatsächlich zeigen, besonders an Stellen, wo die Lava wie Wasser in Kaskaden über Felsabstürze niederging. Es wurden bei einem Ausbruch Lavabewegungen von ca. 30 km Stundengeschwindigkeit beobachtet. Würde man diese Geschwindigkeit auf die kleinen isländischen Lavaschilde übertragen, so würden selbst die größten in der kurzen Zeit von 5—10 Minuten vollkommen von der Lava der jeweiligen Eruption überschwemmt gewesen sein. Da wir theoretisch die größte Dünnflüssigkeit der Lava schon an den isländischen Lavaschilden abgeleitet haben, und da wir dieselbe Erscheinung bei den noch tätigen Lavavulkanen von Hawai wiederfinden, so können wir den Zustand größter Dünnflüssigkeit des Magmas bei Schildvulkanen als einen wichtigen charakteristischen Faktor derselben auffassen.

Beispiele, daß die Lava gleichmäßig nach allen Seiten aus dem Krater ausfließt, können wir infolge der Höhe der Hawaivulkane nicht erwarten. Daß diese Art der Eruption aber tatsächlich in der Natur noch vorkommt, wissen wir von dem Beispiel eines südamerikanischen Stratovulkans, des Cotopaxi, der 1878 einen verheerenden Ausbruch hatte, während dem dünnflüssige Lava gleichzeitig nach allen Seiten aus dem Krater überwallte. Nachdem ich schon angeführt habe, daß der symmetrische Aufbau der Schildvulkane Islands eine Folge der gleichmäßig nach allen Seiten wirkenden Gipfeleruptionen ist, ist der Schluß berechtigt, daß die Unregelmäßigkeiten in der Form der Hawaivulkane durch den Mangel an Gipfeleruptionen und durch die dadurch notwendige Differenzierung der Laven zu Einzelströmen bedingt sind, die auf radialen Spalten auf die Oberfläche kommen. Dies sind die Flankeneruptionen, auf die ich sogleich kurz zurückkommen werde.

Die Gipfeleinsenkungen der isländischen Lavaschilde haben wir als Kratere bezeichnet, weil aus ihnen in ihrer heutigen Gestalt und Größe die Lava abfloß. Den Krater umrandet der Kraterring oder doch Ueberreste desselben. Es ist daher zunächst erstaunlich, daß wir einen solchen Kraterring an den äußeren Rändern der Gipfeleinsenkungen der Hawaivulkane nicht wiederfinden. Er kann nicht denudiert sein, wie die frischen Lavaoberflächen überall am Rande der Einsenkung beweisen, die keine Spur von Zerstörung zeigen; folglich war er nie dagewesen. Wir haben hier also eine andere Erscheinung vor uns — keinen Krater, sondern eine Caldera. Welcher Entstehung dieselbe ist, läßt sich hier leicht entscheiden. Es ist keine Explosionscaldera, denn einmal sind Explosionen, und gar solche von derartiger Gewalt, wie sie zur Annahme der Entstehung solcher riesenhaften Kessel notwendig wären, dem Wesen der Massenvulkane fremd. Daß derartige Explosionen auch tatsächlich nicht stattgefunden haben, beweist der Umstand, daß sich keine Spur von herausgeschleudertem Material in der Umgebung der Calderen findet. Folglich sind es Einbruchscalderen, und die Staffeln des Einbruches zeigen sich in jugendlicher Frische an den Innenwänden des Kessels, wo sie in schmalen, gebogenen Streifen gegen den Boden der Caldera absinken. Nach Dutton sind zwar diese Calderen durch Einbrüche entstanden, die durch Unterschmelzung des Gesteins durch die glühende Lavasäule im Innern des Berges verursacht wurden, immerhin glaube ich doch, daß der ursächliche Grund ihrer Entstehung weniger hierin, als vielmehr in einem durch die Flankeneruptionen verursachten Massendefekt unter dem einstigen Gipfelkrater zu suchen sein dürfte. Im Innern der Caldera dagegen finden wir, in ihren Boden eingesenkt, den eigentlichen Krater, wiederum eine rundliche Versenkung mit senkrechten Wänden, umgeben von einem Kraterring kompakter Lava.

Diese eingesenkten Kratere unterscheiden sich von den Gipfelkratern der isländischen Schildvulkane vornehmlich durch die Inkonstanz ihrer Zahl und des Ortes ihres Auftretens im Calderaboden. Es scheint also unter dem Calderaboden eine große Fläche glühender Lava zu stehen, die sich bald an dieser, bald an jener Stelle ein Loch durch die dünne Decke schmilzt und so Anlaß zur Entstehung variabler Kratere gibt. Damit hängt es auch zusammen, daß trotz der zahlreichen kleinen Eruptionen aus diesen Kratern kein ebenmäßig geböschter Miniaturlavaschild im Innern der Caldera entsteht, wie wir dies bei einem konstanten Krater erwarten sollten — einmal nach Analogie der isländischen Schildvulkane und dann auch nach Analogie der regelmäßigen Kegel, die im Innern der Caldera der sogenannten polygenen Stratovulkane Stübels auftreten. Die Eruptionen aus diesen Kratern bleiben aber stets verhältnismäßig unbedeutend, da die aufsteigende Lavasäule, schon bevor sie den Kraterrand überschreitet, meist einen Austrittspunkt an den Gehängen des Vulkans findet, und so Veranlassung zu den Seiteneruptionen gibt.

Da bei den Hawaivulkanen die glühende Lava noch unter dem Calderaboden steht, dürfen wir in demselben keine weiteren Einbruchskessel suchen, wie wir sie im Innern der Gipfeleinsenkungen der isländischen Schildvulkane gefunden haben, und tatsächlich existieren solche auch nicht.

Der Krater selbst ist charakterisiert durch das Vorhandensein eines Kraterringes, dessen Entstehungsweise aus den Schilderungen, die Reisende[1]) von den Erscheinungen innerhalb des Lavasees gegeben haben, hervorgeht. Es erheben sich nämlich an wechselnden Stellen, in wechselnder Zahl Lavafontänen über den Seespiegel, die glühend flüssige Tropfen und Lavafetzen hoch in die Luft schleudern. Es wurden schon Lavafontänen von fast 200 m Höhe beobachtet. Weitaus das meiste Material fällt natürlich in den Kratersee zurück, an dessen Oberfläche es noch in glühend flüssigem Zustand wieder anlangt, aber stark seitlich stehende oder etwas gegen den Rand zu geneigte Fontänen schleudern einen größeren Teil ihrer Auswurfsmassen über den Kraterrand hinaus, und tragen so zum Aufbau eines steil geböschten Kraterringes bei, der aus kompakten Lavafladen besteht. Die steile Böschung wird veranlaßt einmal dadurch, daß die Lavafontänen die Lava nicht auf weite Entfernungen vom Krater wegschleudern, dann auch dadurch, daß die niederfallende Lava rasch erstarrt, und bei ihrer geringen Masse nicht mehr weite Wege zurückzulegen imstande ist. Die wechselnde Höhe des Kraterrandes hängt natürlich mit der wechselnden Lage und Größe der Fontänen zusammen.

Nunmehr muß ich noch kurz eine für die hawaischen Vulkane sehr wichtige Erscheinung erwähnen, die wir nirgends bei den isländischen Schildvulkanen antreffen: die Flankeneruptionen; und zwar deshalb, weil sie einiges Licht auf eine Erscheinung zu werfen geeignet sind, deren Erklärung bei den isländischen Verhältnissen manche Schwierigkeit bot, nämlich die seitlichen Einbruchskessel.

Für unsere Betrachtung ist besonders eine am Ostgehänge des Kilauea gelegene, vom Gipfel bis zur See ziehende, von Eruptionen besonders bevorzugte Spalte geeignet, an deren oberem Ende das heutige Eruptionszentrum liegt. Auf ihr und in ihrer Nähe finden wir nämlich eine ganze Reihe runder Einsturzkessel von verschiedener Größe mit sehr steilen bis senkrechten Wänden. In Island haben diese, entsprechend der ganzen Bergmasse, kleinere Dimensionen und treten infolge Mangels an Spalten scheinbar unmotiviert, d. h. regellos, auf. Ihre Existenz an der Oberfläche der mächtigen kompakten Lavaanhäufungen Hawais zeigt uns, daß sie ihren Ursprung im Bereich des vulkanischen Gesteins, nicht in der Sedimentunterlage haben, da man sich nur schwer vorstellen kann, daß ein Einbruch von verhältnismäßig kleinen Dimensionen in dem viele tausend Meter tiefer gelegenen Grundgebirge sich durch die ganze Masse der Laven, und zwar stets in ungestörter, zylindrischer Form, bis zur Oberfläche hätte fortsetzen können. Ferner knüpft sich das Auftreten mit Vorliebe an Linien, die mit häufigen Eruptionen in Verbindung stehen, so daß der Schluß naheliegt, sie auf Wirkungen der noch flüssigen Lava als der eigentlichen Entstehungsursache zurückzuführen. Stellen wir uns vor, daß die glühende Lava in einem Rohr gegen die Oberfläche drängt, und dann durch einen irgendwie verursachten Abfluß des Magmas, sei es nach unten, oder durch seitlichen Ausbruch, Höhlen entstehen, so können sehr leicht Einbrüche resultieren, die an der Oberfläche als zylindrische steilwandige Versenkungen auftreten werden, entsprechend der Form des Rohres, aus dem sich die Lava in der Tiefe zurückgezogen hat. Dies wäre meiner Ansicht nach eine ungezwungene Erklärung der seitlichen Einbruchskessel, die wir sowohl auf den Flanken der Hawai- wie der Island-Schildvulkane gefunden haben.

Aus all dem Angeführten geht hervor, daß die hawaischen Lavavulkane alle charakteristischen Eigenschaften mit den Schildvulkanen Islands gemeinsam haben, daß sie jedoch infolge ihrer größeren

1) Cf. Ellis, Polynesian Research. 1823.

Masse und ungleich bedeutenderen Höhe Modifikationen in ihrem Aussehen erlitten haben, die die ebenmäßige Schildform dieser Vulkane beeinträchtigt haben, weswegen ich sie hier stets nur Lavavulkane genannt habe. An ihren in großen Calderen eingeschlossenen Krateren sehen wir viele Erscheinungen sich abspielen, und Gebilde entstehen, deren Werdegang wir an den isländischen Schildvulkanen nur aus den Formen des erstarrten Gesteins folgern konnten, so daß wir in den Hawaivulkanen einen wichtigen Analogiebeweis für die an den isländischen Vulkanen abgeleiteten Erscheinungen finden.

B. Spalteneruptionen.

1. Allgemeine Charakteristik.

Definition. — Tektonik und Vulkanismus. — Bedeutung der Spalteneruptionen. — Lage der Vulkanspalten. — Vulkanspalten und Kraterreihen. — Gang einer Spalteneruption. — Einzelkrater und Schlackenmaterial. — Gänge.

Im vorausgehenden Teil dieser Arbeit habe ich darauf hingewiesen, daß die Schildvulkane ganz wesentlich am Aufbau der isländischen Lavawüsten beteiligt waren, was ganz besonders bei dem größten der Lavafelder der Insel ins Auge fällt, dem Ódáðahraun. Jedoch einen bei weitem noch wichtigeren Faktor für die Entstehung solcher Lavameere stellen die Spalteneruptionen dar, mit denen wir uns nun zu beschäftigen haben.

Die Spalteneruptionen umfassen alle die Erscheinungen, die man bisher gewöhnlich mit dem Begriff der Masseneruptionen verbunden hat. Tatsächlich treten auch die größten Massen glutflüssigen Magmas bei Spalteneruptionen zutage. Doch deckt sich der Begriff der Masseneruptionen bei den Schildvulkanen weit besser mit der Definition als bei den Spalteneruptionen, insofern als bei diesen die Menge des gelieferten losen Materials sehr ansehnlich werden kann. So werden wir sehen, daß bei der berühmten Eruption der Lakispalte das Verhältnis der gelieferten festen Lava zu dem des losen Materials etwa wie 4 : 1 war. Doch tritt auch bei den Spalteneruptionen in allen Fällen die Masse des losen Materials wesentlich hinter der der festen, geflossenen Lava zurück. Auch in der Verbreitung sind die Lockermassen sehr beschränkt, indem sie in der Hauptsache nur in allernächster Nähe der Vulkanspalte vorkommen.

Die Spalteneruptionen finden zwar, wie schon der Name sagt, stets auf Spalten statt, aber ob dieselben erst durch die plutonischen Kräfte geschaffen wurden, oder tektonischen Ursachen ihr Dasein verdanken, ist in einem Gebiet, das durchweg aus jungvulkanischem Gestein besteht (Jetztzeit bis Tertiär), und in dem keinerlei gebirgsbildende Vorgänge, wie sie sich in der Faltung von Schichtkomplexen äußern, bekannt sind, kaum sicher zu entscheiden. Die einzigen Störungen im Bau der Insel sind, außer den regelmäßigen, in postglazialer Zeit erfolgten Hebungen vieler Küstenstriche, große und kleine, meist grabenförmige Versenkungen, die aber, vielfach wenigstens, wahrscheinlich erst eine Folge der vulkanischen Tätigkeit sind. Tektonik und Vulkanismus stehen hier in so engem Zusammenhang, daß sie sich schwer trennen lassen. Immerhin sind, wie Thoroddsen nachwies, die Küstenlinien, in großen Zügen betrachtet, durch tektonische Vorgänge gebildet; auch scheint der große, rezent-vulkanische Gürtel, der quer durch die Insel zieht, eine Zone zu sein, deren Anlage rein tektonisch ist. Ihre Bruchränder sind, wo sie zutage treten, vulkanfrei, während das gesenkte Gebiet zwischen denselben die mannigfaltigsten vulkanischen Erscheinungen aufweist, von denen die zahlreichen Spalteneruptionen an erster Stelle zu nennen sind.

Ihre ausschlaggebende Bedeutung für den Aufbau der Lavawüsten ist so in die Augen springend, daß THORODDSEN sich zu der Ansicht verleiten ließ, der gesamte Vulkanismus der Insel sei von Spalten abhängig. Daß dem nicht so ist, habe ich im vorangehenden Teil meiner Arbeit zu zeigen versucht; dagegen sprechen auch noch andere Erscheinungen, regellos auftretende Kratergruppen und einzeln stehende große Explosionskrater[1]), auf die ich jedoch hier nicht näher eingehen kann.

Wie wichtig die Spalteneruptionen für die Geologie der Insel sind, zeigt schon ein Blick auf die von THORODDSEN herausgegebene geologische Karte von Island. Nur über die wenigsten der dort verzeichneten Spalten und Reihenvulkane sind uns nähere Angaben bekannt. Noch weniger wissen wir über die Ausbrüche selbst; nur bei ganz wenigen wurden bisher Beobachtungen von wissenschaftlichem Wert gemacht. Da ferner Vulkanspalten sich orographisch meist nur unmerklich von ihrer Umgebung abheben, und auf größere Entfernungen leicht der Beobachtung entgehen, so sind sie uns bei dem unerforschten Zustande der inneren Teile der Insel sicher noch in großer Zahl unbekannt. Dies alles macht es unmöglich, eine auch nur einigermaßen so zusammenfassende Beschreibung der Spalteneruptionen zu geben, wie ich das bei den Schildvulkanen versucht habe. Ich werde mich deshalb darauf beschränken müssen, einige der wichtigsten Gruppen von Vulkanspalten zusammenhängend zu schildern, und meine eigenen Beobachtungen mit den schon veröffentlichten Beschreibungen anderer Autoren zu einem einheitlichen Bilde zu vereinigen suchen.

Sämtliche Vulkanspalten der Insel gehören zwei großen Systemen an, die sich durch die Konstanz ihrer Richtung auszeichnen. Die Spalten des Südlandes laufen sämtlich ungefähr Südwest-Nordost, während diejenigen des Nordlandes eine annähernde Nord-Süd-Richtung verfolgen. — Diese beiden Systeme gehen im zentralen Hochland, nördlich des Vatnajökull im Gebiet des größten Lavafeldes der Insel, dem Ódádahraun, ineinander über, aus dem sich auch der größte Vulkan Islands, die Askja, erhebt.

Die Spalteneruptionen kennzeichnen sich oberflächlich durch Kraterreihen, deren Einzelkrater sich in gewissen Abständen über der Vulkanspalte aufbauen. Die Spalte ist häufig zwischen den einzelnen Kratern offen, während sie an anderen Stellen unter der eigenen Lava begraben wird. Die Spalte selbst ist oft nicht kontinuierlich, sondern springt auf parallele Seitenspalten über; häufig laufen auch kleine parallele Nebenspalten neben der Hauptspalte her. Entsprechend der Art ihrer Entstehung finden wir die Spalten meist am Fuße horstartiger Tuffgebirgszüge, doch treten sie auch öfters ohne sichtbaren Grund inmitten großer Lavafelder auf, oder laufen auf den Höhen der Berge. Konstant bleibt dabei nur die charakteristische Nord-Süd- bezw. Nordost-Südwest-Richtung der Spalten, je nachdem sie im Nord- oder im Südlande liegen. Die Spalten sind dabei keineswegs schnurgerade; vielmehr läßt sich in einzelnen Fällen eine Beeinflussung ihrer Richtung durch die Beschaffenheit der Oberfläche beobachten, was vielleicht geeignet ist, uns gewisse Anhaltspunkte über das Wirken und die Lage der plutonischen Kräfte an die Hand zu gehen. Auch Krümmungen und Verbiegungen, sowie sprungweises Vorrücken der Spalten ohne äußeren Grund sind nicht selten. Die Länge der Spalten variiert sehr, und geht von wenigen Metern bis zu 35 km. Ebenso wechselnd ist die Weite, d. h. der Abstand der Spaltenränder. Auch Größe, Gestalt und Abstand der einzelnen Krater voneinander sind sehr verschieden. Doch scheint ihre Größe und Zahl mit der Heftigkeit des Ausbruchs zuzunehmen, bis zu dem extremen Fall, bei dem die explosiven Kräfte die Schlackenkegelbildung unmöglich machen und die Spalte ohne Kraterbildung gänzlich aufreißen, so daß das Magma ohne Störung und Hindernis über die Ränder der Spalte auszufließen, oder wenigstens ungehindert in einem beliebigen Niveau derselben

1) Vgl. hierüber H. RECK, Ueber Erhebungskratere. Sitz.-Ber. der Deutsch. geol. Ges. 1910 (März). pag. 292—318.

sich einzustellen vermag. Dies führt zu dem einen Extrem der Spalteneruptionen — dem Explosionsgraben, wie ihn z. B. die 30 km lange Eldgjá auf eine große Strecke hin darstellt. Aber auch nach einer anderen Richtung finden sich Abweichungen vom normalen Bau einer Kraterreihe, indem nämlich die Durchschlagsröhren auf der Spalte an Zahl nur gering sein können, und dafür an Größe und Konstanz gewinnen, so daß das Magma bei den folgenden Eruptionen dieselben Bahnen zum Austritt bevorzugt. Dadurch bilden sich einzelne große Vulkankegel heraus, die noch dazu öfters miteinander verschmelzen, und dann gänzlich die darunter liegende Vulkanspalte verdecken können, was im Laufe der Entwicklung zur Bildung scheinbar großer Einzelvulkane führt, und so zum eigentlichen Typus der Stratovulkane hinüberleitet. Hierfür ist die Hekla das charakteristischste Beispiel. Die Vulkanspalten sind keineswegs immer auf ihre ganze Erstreckung hin durch Kraterreihen markiert. Außer in den erwähnten extremen Fällen kann die Spalte auf weite Erstreckung hin auch nur durch einen einfachen Riß oder durch eine Verwerfungslinie gekennzeichnet sein, ein Fall, der besonders bei Hindernissen, wie Bergen, eintritt, die im Wege der Vulkanspalten liegen, zu deren Höhe sich jedoch das Magma nicht emporarbeiten konnte, entweder weil ihm an und für sich die dazu nötige Kraft fehlte, oder weil es seitliche Auswege mit geringerem Widerstand fand.

Der gewöhnliche Gang einer Spalteneruption ist der, daß nach vorausgehenden Erdbeben eine Spalte aufreißt, auf der sich dann die Gase an zahlreichen Stellen ihren Weg nach außen bahnen. Die Lage dieser Durchschlagsröhren bezeichnen die einzelnen Schlackenkrater, die in den meisten Fällen im weiteren Verlauf der Eruption auch dem Magma zum Austritt dienen, und deren Wände daher oft an einer oder mehreren Stellen durchbrochen sind. Häufig tritt auch auf größere oder kleinere Strecken das Magma ohne Kraterbildung über die Spaltenränder.

Das Schlackenmaterial ist gewöhnlich von einer dünnen glasigen Kruste überzogen und von dunkelbrauner bis grauschwarzer Färbung. Doch sind auch hellbraune und ziegelrote Schlackenkegel nicht selten, die in das tote Landschaftsbild einer Lavawüste einen merkwürdig kontrastierenden, farbenfrischen Ton tragen. Man kann auch eng aneinandergereiht eine Anzahl von Schlackenkegeln finden, die sich durch ihr ineinander greifendes Wachstum gegenseitig an der Ausbildung ihrer Form behinderten, und noch dazu vielfach durch die ihre Wandungen durchbrechenden Lavaströme teilweise wieder zerstört wurden. Auch Doppelkrater sind häufig, indem sich bei den oft monatelang dauernden Eruptionen der größeren Spalten im Innern eines durch explosive Vorgänge gebildeten großen Kraters ein neuer kleinerer bildete. Außer den Lockerschlackenmassen sind auch noch Schweißschlackengebilde als Produkte der Spalteneruptionen zu erwähnen, die überall da auftreten, wo das Magma ohne starke explosive Kraftentfaltung bis nahe an die Oberfläche oder auch bis zur Oberfläche vordringen konnte. Die Schweißschlackengebilde sind regellos geformte Bildungen fest miteinander verschmolzener Schlacken, die noch im plastischen Zustande aufeinander fielen. Derartige Gebilde erreichen meist nur geringe Höhe und Ausdehnung und stechen durch die Regellosigkeit ihrer Form scharf von den regelmäßig gebauten Lockerschlackenbildungen ab.

Diese wenigen vorläufigen Angaben werden genugsam zeigen, wie groß die Abwechslung im Aufbau des von einer Spalteneruption gelieferten losen Materials ist[1]). Aber gerade darin sind uns die wichtigsten Anhaltspunkte gegeben, auch heute noch die Detailzüge von Eruptionen festzustellen, von denen wir keinerlei Mitteilungen von Augenzeugen besitzen, da gerade die große Zahl verschieden-

1) Vgl. hierüber auch die während der Drucklegung dieser Arbeit erschienene Abhandlung von Prof. Sapper: Ueber isländische Lavaorgeln und Hornitos. Monatsber. der Deutsch. geol. Ges. 1910. No. 3 (März).

artiger Einzelheiten uns viel eher zu einem zusammenfassenden Bild der Erscheinungen der Eruption zu kommen gestattet, als dies bei der Beobachtung eines Einzelvulkans möglich ist. Leider erfordert die Begehung und das Studium der Vulkanspalten wegen ihrer meist unbeschreiblichen Unwegsamkeit ganz außergewöhnliche Opfer an Mühe und Zeit, so daß wir bis heute eigentlich noch nicht im Besitze auch nur einer einzigen vollständigen Detailschilderung einer großen Kraterreihe sind[1]). Deshalb werde ich hier die mir aus später anzuführenden Gründen am geeignetsten erscheinende Lakispalte einer besonders ausführlichen und alle Details so weit als möglich berücksichtigenden Besprechung unterziehen. Aber trotzdem ich ihrem ausschließlichen Studium fast eine ganze Woche gewidmet habe, ist es mir infolge Zeitmangels doch nicht möglich geworden, sie in ihrer ganzen, etwa 25 km betragenden Länge in allen Einzelzügen zu durchforschen, vielmehr mußte ich wenige Kilometer vor ihrem östlichen Ende Kehrt machen, und mich für diese Strecke mit einem summarischen Ueberblick begnügen. Dennoch gibt uns Laki bei unseren heutigen Kenntnissen der Spalteneruptionen das beste und genaueste Bild einer solchen, zumal wir auch im Besitze historischer Nachrichten über den im Jahre 1783 stattgehabten großen Ausbruch sind.

Zahlreich sind die denudierten Reste früherer Spalteneruptionen auf der Insel, deren Eruptionswege nach Entfernung der oberflächlichen Ausbruchserscheinungen uns in Gestalt von Gängen entgegentreten müssen. Auch jetzt noch schreitet die Bildung solcher Gänge auf der Insel fort, und jedenfalls füllen sich auch unterirdisch zahlreiche Spalten, welche die Oberfläche nicht erreichen, mit Magma, so daß sie erst in späteren Zeitepochen, durch das Wirken der Erosion ans Tageslicht gebracht werden mögen. Wir werden auch ein Beispiel kennen lernen, in dem eine solche Spaltenausfüllung gerade bis zur Erdoberfläche gelangte, ohne jedoch dort wesentliche eruptive Tätigkeit zu entwickeln. Diese Angaben zeigen, daß man in jedem Falle bei der Beurteilung von Gängen große Vorsicht walten lassen muß. Denn wenngleich unter jeder Vulkanreihe ein mit Magma erfüllter Gang liegen muß, so gibt es doch andererseits zahllose Gänge, die niemals die Erdoberfläche erreichten, und also mit Spalteneruptionen gar nichts zu tun haben.

Für das Studium von Spalteneruptionen sind wir heutzutage meines Wissens fast ausschließlich auf die Vulkanspalten Islands angewiesen. Leider stehen unsere Kenntnisse über dieses Phänomen noch in schroffem Gegensatz zu seiner Bedeutung, die es sowohl für den Vulkanismus der Jetztzeit wie vergangener Erdperioden besitzt. Die wissenschaftliche Literatur hierüber ist noch eine ganz minimale. Besonders auf diesem Gebiete verdanken wir Th. Thoroddsen wertvolle Mitteilungen, die seinen auf 20-jährigen Forschungen beruhenden Beobachtungen entstammen. Er entdeckte die meisten der heute mit roten Punkten auf seiner geologischen Karte Islands bezeichneten Vulkanreihen. Leider muß hier bemerkt werden, daß diese Bezeichnungsweise keine besonders glücklich gewählte ist, da sie leicht zu falscher Auffassung verleitet. Die Bezeichnung ist in höchstem Maße schematisch. Die Länge der Punktreihe und die Zahl der darauf befindlichen Punkte geben gar keinen Anhalt über die Länge der Spalte, noch auch über die Zahl, die Größe, den Abstand, oder die Lage der einzelnen Vulkane. Doch schmälert dies in keiner Weise das große Verdienst Thoroddsens, auf dem Gebiete der Spalteneruptionen bahnbrechend gewirkt zu haben.

---

1) Leider umfaßt ja auch Sappers meisterhafte Bearbeitung und Kartierung der Lakispalte nur den zentralen Teil derselben. Hierauf werde ich noch später eingehend zurückzukommen haben. (Sapper, Ueber einige isländische Vulkanspalten usw. N. Jahrb. Bd. 26. Beilg. 1908. pag. 1—43.)

2. Die Spalteneruptionen von Reykjanes.

Der geologische Bau der Halbinsel. — Tektonik und Vulkanismus. — Die Kraterreihe Stampar. — Lavaschrammen. — Anordnung und Arten von Lockermassen bei Spalteneruptionen. — Das Ögmundarhraun. — Die anderen Vulkanreihen.

Wohl in keinem Teil der Insel lassen sich die engen Wechselbeziehungen zwischen den tektonischen Linien und den Vulkanreihen klarer übersehen, als auf Reykjanes (Rauchkap), der südwestlichen großen Halbinsel Islands. Deshalb gehe ich erst mit einigen Worten auf den allgemeinen Bau derselben ein, bevor ich einige ihrer Spalten im einzelnen bespreche. Einen prachtvollen Ueberblick über die gesamten geologischen Verhältnisse gewährte mir die Ersteigung des 389 m hohen Berges Keilir, eines eigentümlich geformten steilwandigen Kegels aus Palagonit, der, schon von Reykjavik aus deutlich sichtbar, den Eindruck eines schlanken Vulkankegels macht. Seine Gehänge sind fast schwarz von den aus dem Tuff herausgewitterten, im Mittel etwa faustgroßen Stücken einer basaltischen Lava, in der mit großer Regelmäßigkeit dichte Lagen mit solchen von stark poröser Beschaffenheit wechseln, die auch sehr oft konzentrisch um einen zelligen Mittelpunkt angeordnet sind und den Eindruck von Stücken großer, in Trümmer zersprengter Bomben geben. Erst die Ersteigung selbst läßt bei den ungewöhnlichen Formen des Berges, deren Jugendlichkeit sich schon in dem hohen, allgemeinen Böschungswinkel der Gehänge (30°) verrät, die letzten Zweifel darüber schwinden, daß es sich hier um keinen Vulkan handelt. Er ist vielmehr, wie auch die anderen Tuffgebirgszüge und -stöcke ein stehengebliebener Rest des um ihn abgesunkenen Landes.

Von seinem Gipfel, der mit Blöcken alter doleritischer Lava und auch mit jungvulkanischem Grus bedeckt ist, beherrscht man unbeschränkt das große Bruchfeld der eigentlichen Halbinsel, als deren Grenze man sehr gut die große Bruchlinie, die in der Richtung Krísuvík-Kleifavatn die einzelnen Tuffgebirgsschollen im Osten trennt, bezeichnen kann. Bei der Betrachtung des geologischen Baues der so begrenzten Halbinsel sind hauptsächlich zwei Faktoren zu berücksichtigen:

1) Die Halbinsel ist ein Teil und die Fortsetzung des jungvulkanischen Gürtels, der sich in großem Bogen quer durch die Insel zieht und auch außerhalb der Halbinsel in gleicher Richtung, wie deren Längsachse, sich noch etwa 1100 km weit untermeerisch weiter erstreckt.

2) Die Bruchlinien laufen Südwest-Nordost, reihen sich damit also der allgemeinen Vulkanspaltenrichtung des Südlandes an, gehören aber gleichzeitig tektonisch zu einem Teil des großen Kesselbruches des Faxafjordes, wie Thoroddsen wohl einwandfrei bewiesen hat.

Die Jugendlichkeit der Brüche zeigt sich allenthalben an den frischen zackigen Formen des stehengebliebenen Tuffgebirges. Auch fand ich überall, wo sie mir an den Bruchlinien zu Gesicht kam, die alte doleritische Lava mitverworfen.

Der Untergrund der Halbinsel besteht jedenfalls aus Basalt, obgleich derselbe nirgends zutage tritt. Nördlich von Reykjavik an den horizontalen Basaltplateaus der Esja ist die Basaltscholle im Süden abgebrochen und versunken. Einzelne, stark in ihrer Lagerung gestörte Schollenstücke finden sich noch in der nächsten Umgebung von Reykjavik, dann verschwinden sie unter dem alles überlagernden Palagonittuffgebirge, das heute noch Berge bis 300 m relativer Höhe auf der Halbinsel bildet. Ueber dem Palagonit scheint auf der ganzen Halbinsel Doleritlava zu folgen, doch ist dieselbe fast nur auf der nördlichsten Zunge der Halbinsel bei Njarðvík auf größere Erstreckung hin zu übersehen. Dort maß ich auch Eisschrammen N 55 O. Nach dem Erguß der Dolerite setzten die großen tektonischen Störungen ein, welche die Halbinsel in einzelnen Schollen dem Meere zusinken ließen, und die an den

Bruchrändern die enormen Lavamassen austreten ließen, welche die heutigen, leider fast den ganzen Untergrund verhüllenden Lavawüsten schufen, die 1529 qkm des nur wenig größeren Gesamtareals der Halbinsel bedecken. Daß diese Bewegungen der absinkenden Schollen heute noch in vollem Gange sind, beweisen, außer den mit den häufigen Vulkanausbrüchen verbundenen sichtbaren Versenkungen, auch die zahlreichen Erdbeben, die rings um die Bruchränder der Faxabucht, und am häufigsten und stärksten gerade auf Reykjanes, auftreten. Heute bietet der Bau der Halbinsel das Bild, wie ich es schematisch in dem beigegebenen Profil darzustellen versucht habe, dem ich noch einige erläuternde Worte beifügen möchte (Textfig. 3).

Am westlichen Rand einer großen einheitlichen, von doleritischer älterer und basaltischer jüngerer Lava überdeckten Tafel, welche außer der langen, großenteils ihrem Bruchrand parallelen Kraterreihe der Brennisteinsfjöll auch die zwei größten Schildvulkane des Südens trägt, zieht sich ein tiefes Tal, das auf weite Erstreckung hin von dem See Kleifavatn eingenommen wird und sonst üppigen Gras-

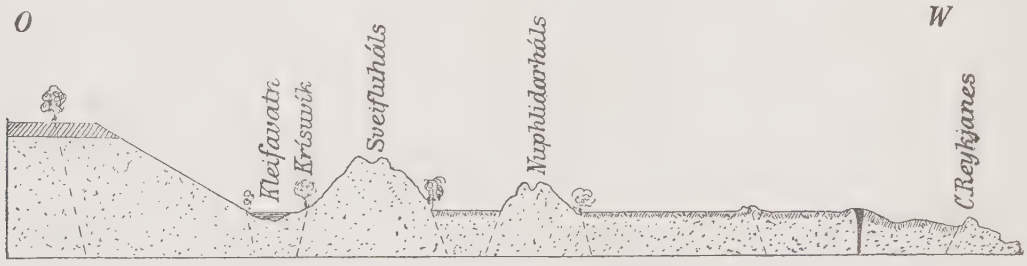

Fig 3. Schematisches Profil durch die Halbinsel Reykjanes.

Palagonitgebirge
Doleritlava

Die rezenten Laven sind gestrichelt eingetragen.

wuchs trägt, von Südwest nach Nordost. Der Kontrast in der Gestaltung der aus völlig gleichartigem Material gebauten Bergzüge, die von rechts und links das Tal begrenzen, ist auffallend. Im Osten bildet eine lange, horizontale Linie, wie sie dem ungestörten Plateau eigentümlich ist, die Höhenlinie des Gebirges, während im Westen der in wilde Zacken und Einzelformen aufgelöste Bergzug der Sveifluháls die Talseite bildet. Die höchsten Spitzen dieser Berge erheben sich zu kaum 300 m über das Tal, während der jenseitige Plateaurand etwa 200 m höher liegt. Während ich jedoch am Fuße des Tafellandes nur an einzelnen Stellen schwache Dampfentwicklung konstatieren konnte, befinden sich an der westlichen Talseite die berühmten Solfataren und Schwefellager von Krísuvík.

Dieses Tal markiert die erste und längste Bruchlinie, an der Reykjanes gegen Westen dem Meere zu abgesunken ist. Gleichzeitig ist auch der Betrag dieser Absenkung bei weitem der größte. Jenseits des vegetationslosen, öden Gebirges der Sveifluháls markieren deutliche Kraterreihen seinen Fuß, der wiederum mit einer Bruchlinie zusammenfällt. Das Gebirge stellt also einen Horst dar, und ist im Vergleich zu seiner Länge ungemein schmal. Eine ebene Fläche, von rezenter Lava überflutet, trennt es von einem weiteren schmalen, langgestreckten Tuffrücken im Westen, dessen Höhen abermals um ca. 100 m hinter denen der Sveifluháls zurückbleiben. Der Bergzug trägt den Namen Nuphlidarháls. Es ist wiederum ein Horst, und an seinem Westabhang befindet sich abermals eine schöne Kraterreihe, die Lavamassen auf das ebene Vorland im Westen ergossen hat, das, von nur wenigen Palagonit-

erhebungen unterbrochen, sich bis zum Kap Reykjanes erstreckt, wo am Ende eines letzten Palagonitzuges, der auch den Leuchtturm trägt, das Meer der weiteren Beobachtung ein Ziel steckt. Doch ist gerade an dieser Stelle Islands, bis zu den Inseln der Fuglasker hinaus, unter dem Meeresspiegel schon mehrfach vulkanische Tätigkeit beobachtet worden, auch war hier im Jahre 1783 eine vulkanische Insel aus dem Meere emporgewachsen, die jedoch im folgenden Jahre, unmittelbar nach ihrer feierlichen Besitzergreifung durch die dänische Regierung, wieder versank.

Damit glaube ich eine allgemeine Charakteristik des geologischen Aufbaues der Halbinsel gegeben zu haben, der nun die Beschreibung einiger ihrer Reihenvulkane, nebst deren charakteristischen Erscheinungen und Bildungen, folgen möge.

Die westlichste Spitze von Reykjanes hat mehrere parallele Spalten von Nordost-Südwest-Richtung, die in nur geringer Entfernung voneinander laufen. Die bedeutendste der dortigen Kraterreihen heißt Stampar, und diese habe ich trotz ungünstiger Witterungsverhältnisse wenigstens in ihren südlichen Teilen begangen, während ich die nördlichen wegen des Nebels nicht einmal sehen konnte.

Die Spalte liegt inmitten eines weiten Lavafeldes in einigen hundert Metern Abstand vom westlichen Abfall der äußersten Tuffkette der Halbinsel. Ueber ihr stehen in wechselnden Abständen die Kraterchen. Im Südwesten beginnend, kommen zunächst etwa 10 Krater von durchschnittlich 5—10 m Höhe in ziemlich gleich großen Abständen hintereinander gereiht. Die Spalte zwischen ihnen ist von Lava überflutet und daher nicht sichtbar. In geringem Abstand lief auf kurze Erstreckung eine kleine parallele Nebenspalte, auf der auch 3 Kraterchen saßen. Diese Spalte reicht vermutlich nicht selbstständig in große Tiefen hinab, sondern hat ihr Eruptionsmaterial von der Hauptspalte bezogen. Zum Erguß von Lava ist es auf ihr nicht gekommen. Auch die Hauptspalte hat in diesem Teil keine Lavaströme geliefert; die Kraterchen erschienen mir bei einem Ueberblick sämtlich unverletzt; einzeln besteigen konnte ich sie aus Mangel an Zeit nicht. Weiter nach Nordosten zu wurde die Zahl der einzelnen Krater geringer, in gleicher Weise nahm jedoch ihre Größe zu. Man nähert sich zusehends den Stellen stärkerer eruptiver Tätigkeit. Die Intensität des Ausbruches war also gegen die zentralen Teile der Spalte im Zunehmen. Hier tritt zum ersten Male die Spalte selbst offen zutage, und zwar mit verschieden hohen Rändern, die von einem niederen Schlackenwall besetzt sind. Die Spalte läuft zunächst auf einen größeren zusammengesetzten Krater zu, der es uns gemäß seiner Zusammensetzung ermöglicht, mindestens zwei Phasen der Eruption an dieser Stelle zu erkennen. Zunächst wurde über der Spalte ein Kegel aus Schlacken aufgebaut, der in seiner Längsachse im Sinne der Spalte etwas gestreckt ist. Der Kraterdurchmesser beträgt etwa 30 : 40 m. Die innere Kraterwand steigt steil, an einigen Stellen sogar mit nahezu senkrechten Wänden empor zu einem scharfen Ringkamm, der nach außen ebenfalls steil mit einer Böschung von ca. 40° gegen das Lavafeld abfällt, über das er sich etwa 12 m erhebt. Die zweite Phase der Eruption bildete in der flachen Kratermulde dieses Vulkans einen kleinen, zentralen Schlackenkegel, der die Kammhöhe des ersten nicht erreicht. Er ist gegen Süden zu von austretender Lava durchbrochen, welche, seinen Fuß zu beiden Seiten umfließend, auch die Wand des ersten Kraters an der Westseite durchbrach, und auf das Lavafeld abfloß, wo sie noch auf einige Entfernung als wohldifferenzierter Strom rauher Blocklava zu verfolgen ist. Die explosive Tätigkeit dieser zweiten Phase bildete ferner noch eine eigenartige Explosionsröhre, welche die Wandung des äußeren Schlackenkegels an seiner höchsten Stelle durchschoß, jedoch keinerlei eruptive Tätigkeit entwickelt zu haben scheint. Diese den Kraterwall von unten nach oben durchsetzende Durchschlagsröhre hat die Form eines Zylinders

mit kreisrundem Querschnitt. Der Boden ist in 5—6 m Tiefe von nachgestürzten Schlacken der Wände verschüttet.

Zu beiden Seiten dieses Vulkans liegen deutliche, wenngleich geringe Einsenkungen mit senkrechten Bruchrändern, die in ihrer Längenausdehnung dem Verlauf der Spalten folgen.

Eine Erscheinung, der ich im Laufe des Sommers noch sehr häufig auf den isländischen Lavafeldern begegnete, fiel mir innerhalb dieser Einsenkungen nahe dem Fuße des Kraters wegen ihrer besonders schönen Ausbildung auf, nämlich die Lavaschrammen. Ich war im ersten Augenblick öfters geneigt, sie für Eisschrammen zu halten, besonders wenn sie an geschützten Stellen auf älteren doleritischen Lavaströmen liegen. Aber ihr Auftreten auch in den postglazialen Lavafeldern und ihre Struktur widerlegen dies sofort. Es handelt sich um meist geradlinige, langgestreckte Schrammen, die oft in einer Rinne bis zu 2 cm Tiefe ausgemeißelt sind. Die einzelnen Rinnen sind meist schmal und ziehen in größerer Zahl, aber mit ungleicher Tiefe, nahe nebeneinander in genau paralleler Richtung hin, sich so zu einem Band vereinigend. Es wird also in weitaus den meisten Fällen nicht eine scharfe Kante, sondern eine breitere Fläche mit scharfen Auswüchsen geschrammt haben. Von solchen Auswüchsen blieben öfters auch Teile stecken, wie die Photographie deutlich erkennen läßt. Der Ansatz der Schrammen ist meist eine flache, ebenfalls bandförmige Pressung, mit deren rasch zunehmender Vertiefung auch die einzelnen Schrammungsrillen schnell zu deutlicher Ausbildung kommen. — Diese Schrammen sind eine durchaus häufige Erscheinung auf Island, nur meines Wissens bisher noch nirgends gebührend gewürdigt worden. Und doch sind sie auf großen horizontalen Lavafeldern oft eine schätzenswerte Handhabe zur Beurteilung der Fließrichtung der Lava und der Bewegung der Lavamassen innerhalb des Stromes; denn die Schrammen treten auch an den Wänden von Höhlen und ebenso an Bruchrändern im Lavafeld auf, sind also nicht nur Erscheinungen der Oberfläche; im Gegenteil bieten sie der Erklärung gerade auf der glatten Oberfläche mancher Ströme die größten Schwierigkeiten, da es sich oft nicht erkennen läßt, wohin die schrammende Scholle geraten ist. An den Bruchrändern von Lavaschollen weist die Richtung meist auf eine steile bis vertikale Abwärtsbewegung der schrammenden Scholle hin. Ebenso in Höhlen, doch können die Schrammen in diesen auch horizontal liegen[1]). Die Länge der Schrammen ist sehr wechselnd und geht von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Bei weitem die Mehrzahl aller von mir beobachteten Schrammen hält sich aber zwischen 30 und 50 cm Länge. Schrammen von über 1 m Länge sind selten. Die Schrammungsrichtung ist meist ganz gerade, doch kommen auch Biegungen und Knicke vor, wenn die Richtung der Schrammen eine abwärts geneigte ist. Bei horizontalen Schrammungen habe ich derartige Verbiegungen nicht beobachtet.

Was die Struktur der Schrammen betrifft, so ist, wie gesagt, eine allgemeine Aehnlichkeit mit Eisschrammen nicht zu verkennen. Das Merkwürdige und Eigenartige ist jedoch das Auftreten von blasenförmigen Auftreibungen an der ganzen Oberfläche der geschrammten Fläche, auch in den Schrammungsrillen (vgl. Taf. III [XIII] Fig. 6).

Diese Blasen sind meist von dünner, mit glasiger Oberfläche versehener Lava gebildet und im Innern hohl. Auch feine Lavaspitzen und Zäckchen können auftreten. Diese Bildungen sind nur durch das Auswärtsdrängen der in der Lava vorhandenen Gase zu erklären, müssen also notwendig während eines noch plastischen Zustandes der Lava entstanden sein. In einem noch früheren Stadium müssen natürlich die Schrammungsrillen gebildet worden sein, aber dennoch nicht wesentlich früher, da bei einer

1) Besonders schöne Beispiele für die Beobachtung dieser inneren Bewegungsvorgänge in Lavaströmen fand ich in dem tief zerklüfteten Lavagebiet des Myvatn (Mückensee) im Nordland.

größeren gegenseitigen Beweglichkeit der Teilchen der Lava die Rillen sich wieder hätten ausfüllen müssen. Die Schrammen sind also nach der Eruption unmittelbar vor dem völligen Erstarren des Schmelzflusses entstanden. Die Ursache ihrer Entstehung kann ich mir nur durch die Annahme einer Uebereinanderbewegung von Lavaschollen bezw. eines gegenseitigen Abgleitens derselben erklären. Da die Schrammen nur von bereits verfestigten Teilen der äußeren Schollen herrühren können, man aber derart verhärtete Stellen nur an der Oberfläche dieser Schollen erwarten kann, da ferner die Schrammen im allgemeinen ziemlich breit und kurz sind, so schließe ich, daß die Schrammen von solchen verfestigten Lavateilen herrühren, die durch die Bewegung des Stromes aus ihrem Gleichgewicht gebracht und gegen die noch plastischen Teile der Umgebung oder Unterlage gepreßt wurden. Die Schrammen orientieren uns also über die Fließrichtung der Lava. Das Auftreten der Schrammen in Hohlräumen im Innern des Stromes gibt uns Aufschluß über die Art und Richtung der letzten Bewegungen, die innerhalb des Stromes auftraten, und an den geschrammten Abbruchswänden sehen wir, daß auch Einbrüche im Lavafeld sich häufig schon vor der gänzlichen Erstarrung des Magmas bildeten. Weitere Untersuchungen über diese Erscheinungen würden sicherlich lohnend und von großem Interesse sein.

Bevor wir zu der speziellen Beschreibung der Kraterreihen zurückkehren, möchte ich jedoch noch einige allgemeine Bemerkungen über das Auftreten und die Verteilung des für die Erforschung so wichtigen Lockermaterials vorausschicken. Es lassen sich drei Gruppen aufstellen, deren jede sich äußerlich kennzeichnet. Diese Gruppen sind jedoch keineswegs eng begrenzte Einheiten, sondern durch zahlreiche Uebergänge miteinander verbunden.

1) Lapilli, vulkanischer Sand, Asche. Sie sind regelmäßige Begleiter der Spaltenеruptionen und stellen die in die größten Höhen ausgeschleuderten Produkte der Eruption dar. Asche wurde dabei von den Strömungen der Luft schon oft bis nach dem Kontinent entführt. Mit der Annäherung an die Eruptionsstelle nimmt der schwarze, glasharte vulkanische Sand, der langsam in groben Grus übergeht, überhand. Haselnußgroße Lapilli von stark poröser Beschaffenheit und geringer Schwere sind gewöhnlich das gröbste Material dieser Gruppe. Da sie vom Wind leicht verweht werden, findet man sie nur selten in unmittelbarer Nähe der Eruptionsspalte, wo sie nur wenig Schutz und Halt finden, sondern weithin über die Lavafelder zerstreut in geschützten Nischen und Tälern, wo sie oft mehrere Fuß tief den Boden mit einer gleichmäßigen Decke überziehen.

2) Schlacken und Bomben, Schlackenkrater. Man findet zumeist über oder an der Spalte Anhäufungen losen Materials. Dieselben bestehen aus Schlacken, die sich infolge ihrer Größe und ihres Gewichtes im Umkreis der Eruptionsstelle anhäuften, und, meist lose übereinander gelagert, wohlgeformte Kegel bilden. Die Innenwände des meist zentral in die Spitze eingesenkten Kraters sind bedeutend steiler als die Gehänge des Kegels nach außen. Die größten Böschungswinkel, die ich bei derartigen Schlackenkratern beobachtet habe, liegen bei ungefähr 50°. Darin liegt gleichzeitig ihr leicht erkennbarer äußerer Unterschied zur dritten Gruppe, deren Gebilde wesentlich steiler sind und überhaupt keine einfache Profillinie haben. — Die Schlacken haben meist einen stark porösen Kern, der von einer dünnen, glasig erstarrten Haut überzogen ist, die vielfach blasenförmig emporgewölbt und von Löchern durchsetzt ist, welche den Gasen zum Austritt dienten. Hier seien auch die sehr wechselnd großen, schönen Bomben erwähnt, die einzelne Krater geliefert haben, und an deren Außenwandungen oder im nächsten Umkreis auftreten. Sie können sehr schön gedreht, spiralig gewunden, und auch kugelrund sein.

3) Schweißschlackengebilde. Ich entnehme die zutreffend gewählte Bezeichnung der Arbeit Sappers: „Ueber einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen“ (N. Jahrbuch. Beil.-Bd. 26. pag. 14)[1]). Es handelt sich hierbei um Gebilde, die aus Schlacken aufgebaut wurden, welche in noch plastischem Zustand zur Erde fielen und daher miteinander zu einer zusammenhängenden Masse oder doch zu größeren Schlackenkomplexen „verschweißt“ wurden. Sie sind eine häufige Begleiterscheinung der Masseneruptionen und genetisch nahe verwandt mit den Kraterringen der Lavavulkane. Sie treten bei den Spalteneruptionen entweder als Kegel über der Spalte auf, ähnlich den gewöhnlichen Schlackenkegeln, oder sie bilden eine meist niedrige Mauer zu beiden Seiten der Spalte. Letzteres ist der bei weitem häufigere Fall, der dann eintritt, wenn das Magma nicht mehr in einzelnen Durchschlagsröhren in der Spalte aufsteigt, sondern lokal auf ihrer ganzen Länge empordrängt. Dann werden große Lavafetzen über die Spaltenränder geschleudert, wo sie sich anhäufen und mehr oder minder miteinander verschmelzen. Dabei erhöht sich der so entstandene Wall ständig. Sein Abfall nach innen zu ist stets sehr steil, kann sogar überhängende Wände bilden, die ab und zu zu brückenartigen Gewölben über der Spalte zusammenwachsen können. Nach außen ist die Böschung ebenfalls sehr steil, wenn auch mäßiger und durchaus unregelmäßig, weil sie hier nicht durch die größtmögliche Steilheit der Uebereinanderlagerung loser Schlacken, sondern durch deren ungleichmäßige Verkittung und Verschmelzung bedingt wird. Genau das gleiche gilt von den Schweißschlackenkegeln, die sich also von den gewöhnlichen Schlackenkegeln vor allem durch einen wesentlich höheren Böschungswinkel, der an der Innenseite 90° überschreiten kann, sowie durch eine unregelmäßige Profillinie unterscheiden.

Bei der Kraterreihe Stampar treten sowohl Schlackenkegel als auch Schweißschlackengebilde über der Spalte auf, wie ich dies beschrieben habe. Lapilli und feines vulkanisches Material ist auf dieser äußersten Spitze der Halbinsel vollkommen vom Wind ins Meer verweht, und findet man es vornehmlich an der Westküste in geschützten Buchten als harten Sand in großer Mächtigkeit am Strand abgelagert, während an der Südküste die Luft- und Wasserströmungen einer Ablagerung ungünstig sind, so daß wir dort nur metergroße Geröllblöcke aus harter Lava als Strandwall übereinander gehäuft finden, in deren Schutz sich geringe Mengen vulkanischen Materials abgesetzt haben.

Im Norden des von mir zuletzt beschriebenen zusammengesetzten Vulkans der Kraterreihe Stampar folgt wiederum ein einfacher Schlackenkrater mittlerer Größe. Weiter gestattete meine Zeit mir nicht vorzudringen. Man konnte hier überall die Spalte deutlich erkennen. Ich sah im Nebel als folgendes Glied der Kraterreihe noch einen großen Schlackenkegel in ziemlich großem Abstand folgen. Er überragte alle bisher beschriebenen an Höhe. Von Norden scheinen auch die größten Lavamassen entlang der Spalte herabgekommen zu sein. Im Westen der Vulkankette tauchten ebenfalls aus dem Nebel die verschwommenen Kegelgestalten einer Parallelkraterspalte auf, die jedenfalls der Vulkanreihe Eldborgir angehören. Die auf Thoroddsens Kartenskizze angegebenen Krater (Island. p. 129) können nur ganz schematisch gemeint sein, auch reicht die Kraterreihe Stampar wesentlich weiter nach Südwesten herab. Wahrscheinlich fällt ihre Entstehungszeit mit derjenigen der Krater der Eldborgir zusammen. Die Vulkankette Stampar gehört zu denjenigen Vulkanreihen, die jedenfalls im Verlaufe einer einzigen Eruption entstanden und seitdem untätig waren, wie dies bei den meisten der kleinen Vulkanreihen der Fall zu sein scheint. Sie gehört auch zu denjenigen Ausbrüchen, die sich durch keine besondere Heftigkeit auszeichneten, so daß die einzelnen Krater über der Spalte im allgemeinen in ungestörter Weise sich aufbauen konnten, ohne sich gegenseitig im Wachstum zu behindern oder von

1) Vgl. auch Sappers neue Arbeit. Deutsche Geol. Ges. l. c.

gewaltigen Explosionen oder übermächtig nachdrängenden Lavaströmen zerstört zu werden. Was die von Stampar gelieferte feste Lava betrifft, so konnte ich leider die Größe des Stamparhraun, d. h. des von Stampar ausgehenden Lavafeldes, nicht überblicken. Die Lava ist, wie bei allen Spalteneruptionen, basaltisch und von rauher Oberflächenbeschaffenheit, die dem Typus der Blocklava entspricht. Der Untergrund dieser jüngsten Ströme besteht aus einer großplattigen, tauartig gewundenen Lava, die ein verhältnismäßig ruhiges Bild darbietet. Die Eruption von Lavaströmen setzte erst in den mittleren Teilen der Spalte ein, über ihr Zunehmen nach Norden konnte ich leider nichts Sicheres feststellen, da ich nicht über die geschilderten ersten Eruptionsstellen hinauskam. Doch stammt die meiste Lava von nördlicheren Punkten. Gegen Osten fanden die Ströme an der Tuffkette ihre Grenze und flossen ihr entlang nach Südwesten. An einzelnen Punkten, an denen die Tuffkette unterbrochen war, drangen sie auch in schmalen Armen zwischen deren einzelnen Bergrücken ein, sich jenseits derselben seenartig erweiternd. Die Erstreckung der Lavafelder nach Westen konnte ich leider nicht festlegen, doch muß schon in wenigen hundert Metern Entfernung eine Vermischung derselben mit Strömen der benachbarten Vulkanreihe Eldborgir stattgefunden haben. Ihre gemeinsamen Lavamassen scheinen jedoch bis ins Meer vorgedrungen zu sein. Der Verlauf der Lavaströme nach Norden ist mir gänzlich unbekannt. Nach Süden zu erreichten die Ströme gerade das Kap Reykjanes, ohne jedoch bis zum Meer selbst vorzudringen. Ganz besonders dort waren die äußersten Zungen der Ströme schön zu beobachten, die auf dem flachen Küstensaum, auf den die Lava in mächtigen Kaskaden, zwischen Palagonitklippen eingeengt, herabgestürzt war, bis zu den gewaltigen Blockwällen des Seeufers vorgedrungen waren.

Von Reykjanes führte mich mein Weg entlang der Südküste und schließlich in steilem Anstieg zu dem Plateau von Krísuvík hinauf. Dabei kreuzte ich zunächst die von Thoroddsen erwähnte 10 km lange Vulkanspalte Eldborgir in der Landschaft Grindavík, bei der ich mich jedoch nicht aufhalten konnte, dann passierte ich die Lava des uns von allen Spalteneruptionen der Halbinsel einzig und allein etwas genauer beschriebenen Ögmundarhraun. Thoroddsen gibt uns eine eingehende Beschreibung der Eruptionspunkte, die nach seiner Kartenskizze zwei lange Vulkanreihen darstellen (Island. p. 112). Auch Sapper gibt uns auf Grund seines Besuches des Lavafeldes im Sommer 1906 eine genaue Schilderung einzelner Teile der Eruptionsspalte, und weist dabei ebenfalls darauf hin, daß die auf der Thoroddsenschen Kartenskizze eingezeichneten Kraterchen nur schematisch gemeint sein können [1]). Der Vollständigkeit und besonders der Wichtigkeit einiger Erscheinungen halber möchte ich die hauptsächlichsten Daten aus den Veröffentlichungen der beiden Autoren zusammenfassend hier kurz anführen.

Die Eruption fand in historischer Zeit, wahrscheinlich im Jahre 1340 statt. Dabei bildeten sich zwei große Eruptionsspalten mit ca. 100 Einzelkraterchen über denselben, die jedoch nur zum Teil wohl individualisiert sind. Teilweise trat auch die Lava einfach über die Spaltenränder aus. Die dem Westabhang der Sveifluháls genäherte Spalte ist es, welche ganz besonders in ihren nördlichen Teilen die Hauptmasse der damals ausgeflossenen Lava lieferte. Es stimmt dies mit meiner mehrfach gemachten Beobachtung gut überein, daß die Westabhänge der Tuffgebirgsrücken von Reykjanes von den Eruptionen im allgemeinen bevorzugt werden. Dies zeigt sich hier bei den Sveifluháls in noch viel größerem Maße, denn die Eruptionspunkte des Ögmundarhraun stellen nur einen Teil der Kraterreihen dar, die zwischen diesen Bergen und den Nuphlidarháls liegen. Hart am Westrand des Gebirges folgen gegen Norden zu die Kraterreihen Máfahlidar und Undirhlidar, die alle auf derselben Spaltenzone liegen. Es ist durchaus nicht ein und dieselbe offene Spalte, auf der diese Kraterreihen sitzen; vielmehr setzen die

1) N. Jahrb. l. c.

Spalten häufig ab, um nach kurzem wieder aufzutreten, entweder in derselben Linie, oder sprungweise parallel verschoben. Diese letztere Erscheinung ist sehr häufig, und SAPPER erwähnt besonders von den Eruptionspunkten des Ögmundarhraun, daß die Kraterchen oft auf kleinen, der Hauptspalte parallelen Nebenspalten sitzen, wie dies auch aus seiner Kartenskizze deutlich hervorgeht[1]).

Am Ostabhang der Nuphlidarháls befindet sich nur eine einzige Kraterreihe, nämlich die westliche Eruptionsreihe des Ögmundarhraun. Aber sie bietet gerade ein besonderes Interesse, insofern sie uns wertvolle Aufschlüsse über Senkungen des Bodens zwischen den beiden Tuffketten gibt. Eine lokale, rein oberflächliche Senkung ergibt sich aus dem Vorhandensein eines 2—3 m über der heutigen Stromoberfläche liegenden Lavasaumes am Westrand des Maelifells, eines Teils der Sveifluháls; diese Senkung ist lediglich eine Folge der Kontraktion der Lavamassen. Aber der Ostabhang der Nuphlidarháls bricht in einer steilen Wand gegen das Lavafeld ab. Oben am Rande der Wand, die völlig von Lava überzogen ist, stehen noch 4 durch die Senkung mitten durchgerissene halbe Kraterchen, die gerade in der Bildung begriffen waren, als das Absinken des Bodens begann. Diese Wand stellt also die Westwand der Spalte dar, deren östlicher Flügel sich mit dem gesamten Land bis zu dem Bergzug Latur um 66 m nach Beginn der Eruption gesenkt hat. — Solche streifenförmige Senkungen des Landes gehören in Island zu den gewöhnlichsten Begleiterscheinungen oder Folgen von Spalteneruptionen, denen wir noch öfters begegnen werden.

Die Senke zwischen den Sveifluháls und Nuphlidarháls ist vollständig von rezenter Lava ausgefüllt. Ich passierte sie weit nördlich von den Eruptionspunkten des Ögmundarhraun. Dabei konstatierte ich, daß die Lava der Senke im Norden älteren Eruptionen entstammt. Ihre Oberfläche ist im allgemeinen nicht sehr rauh. Die Lava gibt ein viel ruhigeres Bild, als die südlich gelegene Ögmundarhraun. Häufig sind große lokale Einbrüche im Strom und große, ganz flache Wölbungen der Oberfläche, die wohl teilweise dem im Strom herrschenden Seitendruck, teilweise auch dem Gasdruck zuzuschreiben sind. Die Lava zeigt auch weite und tiefe Risse und stammt wahrscheinlich von den schon erwähnten nördlichen Kraterreihen am Westabhang der Sveifluháls.

Nachdem ich auch die Nuphlidarháls überstiegen hatte, fand ich an deren Westrand abermals eine viele Kilometer lange Kraterreihe an den Fuß des Gebirges geschmiegt. Sie setzt sich, wie mir ein Ueberblick zeigte, vornehmlich aus großen Kratern von 20—50 m Höhe zusammen, die sich in ziemlich weiten Abständen folgen. Dieser Spalte gehört auch die Trölljadyngja an, die ich schon gelegentlich der Schildvulkane erwähnen mußte. Die Einzelkrater folgen sich in ziemlich weiten, unregelmäßigen Abständen. Ich zählte an 20, doch mögen zahlreiche kleinere meinen Blicken entgangen sein. Die Tätigkeit von Solfataren, die ich an zwei Stellen im nördlichen Teil der Spalte beobachtete, zeugt von deren Jugendlichkeit. Die Kraterreihe setzt sich nach Norden hin noch ziemlich weit über das Ende der Tuffkette in das Lavafeld hinaus fort, wo sie mit einem ca. 50 m hohen Schlackenkrater von sehr regelmäßigen Formen, und etwa 30° äußerer Böschung endigt. Vor der Kraterreihe dehnt sich ein weites Lavafeld nach Norden und nach Westen, zu dessen Aufbau diese Spalte jedenfalls beigetragen hat. Es bildet eine zusammenhängende Decke bis zum westlichen Ende der Halbinsel. Westlich der Nuphlidarháls unterbrechen keine langen, zusammenhängenden Tuffketten mehr das Lavameer. Nur noch Einzelberge oder kurze, niedere Bergzüge ragen daraus empor. Doch treten an vielen Stellen in demselben lang ausgedehnte Eruptionsspalten auf, die massenhaft Lava ergossen und auch Krater-

1) l. c. pag. 3.

reihen gebildet haben, deren westlichste die schon geschilderte Kraterreihe Stampar ist. Von den anderen konnte ich noch eine etwas näher untersuchen, die halbwegs zwischen Nuphlidarháls und dem Berge Keilir liegt. Sie ist mehrere Kilometer lang und folgt auf eine kurze Strecke dem Westabhang eines etwa 50 m hohen, schmalen Rückens, der zahlreiche Spuren erloschener Solfatarentätigkeit aufweist, sonst aber dicht mit vulkanischer Asche und Lapillis übersät ist, so daß ich seine eigentliche Zusammensetzung nicht sicher feststellen konnte, aller Wahrscheinlichkeit nach bildet jedoch eine niedere, kurze Tuffkette seinen Kern. Jedenfalls zählte ich auch hier an 15 Krater, die in einer deutlichen Reihe in der gewöhnlichen Nordost-Südwest-Richtung angeordnet waren. Am Südende des Rückens befindet sich eine Solfatare noch in starker Tätigkeit. Von einem der südlichen Krater dieser Reihe stammt auch ein mächtiger Lavastrom, der in etwa 200 m Breite und ca. 10 m Mächtigkeit hart am Westrande der Spalte nach Norden floß. Es war dieser Strom aus der zerrissensten Blocklava zusammengesetzt, der ich auf Island begegnet bin. Der Steilheit und Höhe der Ränder nach zu schließen, muß die Lava äußerst zähflüssig gewesen sein. Scholle türmt sich über Scholle und die empordringenden Gase, die in überaus großer Menge vom Magma mitemporgebracht worden sein müssen, haben das zähe Material derartig zerspratzt und die Oberfläche in kleinste Zacken und Spitzen verzerrt, daß wohl kaum eine handgroße ebene Fläche auf dem Strome zu finden wäre. Außerdem führen noch zahlreiche Löcher, Risse und Sprünge, Klüfte und Abstürze 6—8 m tief bis fast auf den Grund der Lava, die jedoch trotz ihres sehr jugendlichen Charakters derart mit dicken Polstern einer hellsilberglänzenden Flechte bewachsen ist, daß sie die vielgestalteten Unebenheiten stellenweise völlig verdecken und nur die großzügigen Erhebungen und Vertiefungen der Lava zum Ausdruck kommen lassen. Das macht natürlich die Ueberquerung dieses Stromes zu einer wirklichen Gefahr, und nur so wird es verständlich, daß ich, bald kriechend, bald springend, über $^1/_2$ Stunde für ca. 200 m Weg benötigte.

Gleich jenseits dieses Stromes stößt man auf eine alte doleritische Lava, die nur noch Spuren ihrer einstigen Oberflächenstruktur erkennen läßt, möglicherweise sogar glazialen Alters ist. Einer Vegetation entbehrt sie jedoch fast völlig. Ich verfolgte sie bis an den Fuß des Berges Keilir. Jenseits desselben verschwindet sie bald wieder unter jüngeren Strömen, die dann als zusammenhängendes Lavameer bis zum äußersten Südwesten der Insel reichen.

3. Ueber einige Vulkanspalten des Südlandes.

Die Hekla. — Strömungserscheinungen der Lava. — Die Heklakette. — Die Vulkanspalten nördlich des Torfajökull. — Ihr Zusammenhang mit dem Liparitgebirge und seinen Eruptionen. — Die Eldgjá.

Das Südland weist nicht nur einige der gewaltigsten isländischen Spalteneruptionen, sondern auch die weitgehendsten Modifikationen der Vulkanreihen auf. Weitaus die Mehrzahl aller Vulkane, die wir im Südland kennen, gehört deutlichen Vulkanreihen an, wenn auch noch große Teile des Landes wegen ihrer Abgeschlossenheit durch Gletscher und gefährliche Flüsse gänzlich unbekannt sind, wie dies z. B. von dem kraterreichen Seengebiet der Fiskivötn gilt, die ich trotz vielfacher Bemühungen nicht erreichen konnte, da alle Versuche, die wasserreiche reißende Tungná oder Kaldakvisl zu überschreiten, scheiterten. Da Herr Professor Sapper eine Beschreibung der auch von mir untersuchten Kraterreihen nördlich des Liparitgebirges des Torfajökull schon während meines Aufenthalts in Island veröffentlicht hat, will ich hier hauptsächlich nur einige ergänzende Beobachtungen mitteilen und wenige Bemerkungen über die Heklakette hinzufügen, sowie einige, zum Vergleich für andere Spalteneruptionen besonders wichtige Erscheinungen der Eldgjá-Eruption anführen. Zur näheren Orientierung über

diese Vulkanspalten sei ausdrücklich auf die Arbeiten Sappers und Thoroddsens hingewiesen, die diesem Kapitel mit zugrunde liegen[1]).

Die Hekla ist bei weitem Islands bestbekannter Vulkan, doch verdankt er diese Eigenschaft lediglich seiner auffallenden Gestalt und Größe, sowie seiner bevorzugten Lage in einem leicht zugänglichen Gebiet, keineswegs etwa einer besonderen Bedeutung für den Vulkanismus. Der Hekladom selbst ist schon öfters eingehend beschrieben[2]), so daß es mir hier unnötig erscheint, näher auf die Einzelheiten seines Aufbaues einzugehen. Der Dom ist bekanntlich langgestreckt in der Richtung von Südwest nach Nordost, die für die Vulkanlinien des Südlandes charakteristisch ist. Durch seine dominierende Stellung am Nordrande des südlichen Tieflandes erweckt er vollkommen den Eindruck eines Einzelvulkans. Seine eruptive Tätigkeit entspricht auch gänzlich der eines gewöhnlichen Stratovulkans. Die Masse der ergossenen festen Lava überwiegt bei weitem das lose Material, so daß die Böschungswinkel im allgemeinen flach sind und unterhalb des Gipfelkegels 20° nicht überschreiten. Parasitäre Krater scheinen an der Hekla nicht vorhanden zu sein, die sämtlichen Lavaströme, die oft riesige Dimensionen annehmen, entstammen den Hauptkratern, deren die Hekla 3 auf ihrem Rücken trägt, die in der üblichen Südwest-Nordost-Richtung hintereinander folgen. Der bedeutendste derselben ist der am meisten gegen Nordost gelegene. Im Südwesten ragen unter den Lavadecken des Hekladomes noch schmale, ebenfals Südwest-Nordost gestreckte Tuffgebirgsstreifen zwischen den Einzelströmen hervor. Am Ende einer solchen Kette befindet sich als südlichster Krater der Heklavulkanreihe ein großer Explosionskrater mit weiter Eruptionsöffnung, der außer zahlreichen dunkelbraunen und schwarzen Schlacken auch prachtvolle Brotkrustenbomben in großer Zahl geliefert hat. Da nun im Nordosten der Hekla ebenfalls ein niederer Tuffgebirgszug folgt, in den die Krater der Vulkanreihe eingesenkt sind, so ergibt sich, daß die Hekla einen Tuffgebirgskern besitzt, den sie im Laufe ihrer Entwicklung mit ihren Eruptionsprodukten verschüttet hat, und dessen südlichster Ausläufer kurz vor ihrem Abbruch gegen das südliche Tiefland noch aus den Lavafeldern emporragt.

Die Lavaströme der Hekla sind ganz besonders wegen ihrer Größe zum Studium der Art und Weise des Fließens des Magmas auf stärker geneigter Unterlage geeignet. Die Lava ist sehr basisch, in den Strömen am Fuße des Berges sind große Einsprenglinge von Leuzit und goldgelbem, klarem Olivin sehr häufig. Besonders an einem großen jungen Strom, der die westlichen Gehänge des Berges herabkam, konnte ich zahlreiche Beobachtungen bezüglich des Lavaflusses machen, weil ich an der Stromgrenze entlang den Anstieg zum Krater unternahm. Der Strom verbreitet sich nach seinem Austritt aus dem Krater rasch nach unten über weite Teile der Gehänge und endet in einzelnen Zungen, die sich zum Teil zwischen die einzelnen südlichen Tuffkämme gedrängt, zum größeren Teil aber mit breiter Front in das weite Tal an der Westseite der Hekla gewälzt haben. Die Lava hat in den obersten Teilen ein Gefälle von ca. 15°, das sich nach unten rasch verflacht, und besteht aus einer rauhen Blocklava. Bei einer 35° steilen Lavakaskade fand ich den Strom in unzählige Einzelklippen und Blöcke aufgelöst, die sich erst unterhalb des Steilabsturzes wieder zu einem zusammenhängenden Strom verbanden. — Der Hauptstrom hat sich jedoch keineswegs, wie man das bei kleineren Strömen zu sehen gewöhnt ist, als einheitliche Masse gleichmäßig in einem Schlackensack nach abwärts bewegt, vielmehr treten hier bedeutsame Differenzierungserscheinungen auf, indem sich große geschlossene

1) Th. Thoroddsen, Island. pag. 108 — Sapper, Ueber einige isländische Vulkanspalten und Kraterreihen. N. Jahrb. Beil.-Bd. 26. pag. 25—42.

2) Cf. Keilhack, Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. 38. 1886. p. 376.

Strömungskanäle im Lavafeld ausbildeten, die mit ihrer rauhen Blockbedeckung bis zu 10 m Höhe erreichen.

Diese Strömungsröhren treten auf der Photographie deutlich hervor. Ihre Längsachse ist gerade oder mit leichten Krümmungen in der Strömungsrichtung gelegen. Hierin beruht ein wesentlicher Unterschied zu Strömen, welche auf ziemlich ebener Grundlage geflossen sind, wie wir dies noch bei den Strömen von Laki sehen werden. Die Strömungsröhren der Randpartien der Ströme werden in ihrer Richtung natürlich von der Lage der seitlichen Grenze der Lava beeinflußt und schmiegen sich in parallelen Wellenzügen nebeneinander gelagert den Krümmungen des Stromes an, die dieser durch entgegentretende Hindernisse zu machen gezwungen wird. Diese Krümmungen verlieren sich langsam gegen die inneren Partieen des Stromes zu, um dort wieder in die gerade nach abwärts orientierte Lage zurückzukehren. So konnte ich an einem kleinen vorspringenden Hügel deutlich 4 lang anhaltende parallele Wellenzüge der Lava feststellen, die nach innen zu sowohl an Deutlichkeit, wie an Größe verloren. Die Strömungsröhren verlieren sich gegen das Ende der Ströme zu, also mit dem Nachlassen der Strömungskraft. Dort schiebt sich dann die breite Front des Stromes langsam als einheitliche Masse bis zur Erstarrung vorwärts. Die Strömungsröhren sind nicht immer auf lange Strecken hin kontinuierlich, oft laufen sie mit benachbarten zusammen, um sich dann später wieder zu verzweigen. Am deutlichsten treten sie an den mittleren Partieen des Stromes auf, weniger deutlich an den steileren Gehängen in der Nähe seines Ursprungsortes, jedenfalls deshalb, weil dort die Lavamenge noch einheitlich herabstürzte, und starke Strömungsdifferenzen noch nicht ausgebildet waren, die sich erst im Laufe fortschreitender Abkühlung und des Ablaufens auf einer mäßiger geneigten Unterlage voll und ganz entwickeln konnten.

Die Hekla ist ein Aufschüttungsprodukt von 3 Kratern einer langen Vulkanspalte, die derartig miteinander verwachsen sind, daß sie auf der Kammlinie eines gemeinsamen Rückens auftreten. Der größte Krater im Nordosten ist über 100 m tief, und seine Wände wie sein Boden waren zur Zeit meiner Anwesenheit im Juli von Schnee überzogen. Ebenso die beiden anderen kleineren Krater, doch sah man dort unter dem Schnee oftmals schwarze Felszacken, mit bunten jungen Schwefel- und anderen Sublimationsprodukten bedeckt, aus der weißen Hülle hervorragen. Diese 3 Glieder der Kette sind es, die durch ihre stets wiederkehrenden Ausbrüche die Hekla zu einem anscheinend selbständigen Einzelvulkan gemacht haben. Wir kennen nach Thoroddsen in historischer Zeit 20 solcher Ausbrüche, der letzte bedeutendere war im Jahre 1845. Eine derartig häufige Wiederholung der Ausbrüche scheint dem eigentlichen Wesen der Spalteneruptionen fern zu liegen, die ihre Kraft meist in einer einzigen, manchmal in einigen wenigen Eruptionen erschöpft haben. Als Grund dieser mehr oder minder dauernden Verbindung der Heklakrater mit einem Magmaherd ließe sich vielleicht ihre bevorzugte Stellung nahe dem Schnittpunkt zweier großen Störungslinien anführen. Einmal sind sie nämlich Teile einer ausgesprochenen Kraterreihe, die der Ausdruck einer Südwest-Nordost verlaufenden Spalte ist, andererseits aber liegen sie auch fast im Schnittpunkt dieser Reihe mit den Abbruchslinien des Kesselbruches des südisländischen Tieflandes, dessen Bruchzone noch heute durch besonders häufige und heftige Erdbeben ansgezeichnet ist. Allerdings scheint eine direkte Abhängigkeit der Ausbrüche der Hekla von diesen Beben, oder umgekehrt, nicht zu bestehen.

Gegen Süden zu finden wir vor den Heklakratern nur noch den schon erwähnten großen Explosionskrater. Nach Nordosten schließt sich jedoch auf dem Kamm eines langsam niedriger werdenden Tuffgebirgszuges noch eine Reihe von Eruptionspunkten an, die ich jedoch nicht in der Nähe untersucht

habe, da mein Ritt mich stets in dem von schwarzen Lapillis übersäten Tal am Westfuße der Kette entlang bis zu deren Nordende führte. An mehreren Stellen stürzten Lavakaskaden die steilen Gehänge der Kette herab und verbreiteten sich im Tal, dasselbe an einzelnen Stellen sogar in seiner ganzen bis 2 km betragenden Weite erfüllend. Die Lava war stets eine sehr wilde, basische Blocklava. Die Hügelkette war stellenweise auch von Schlacken überdeckt, ab und zu trat auch ein Schlackenkrater auf dem Rücken der Hügel hervor. Solche Krater wurden besonders am Nordrande des Tuffrückens, wo auch die Spalte ihr Ende erreicht, häufig, groß und wohlgeformt, und bildeten eine ausgesprochene Vulkanreihe. Vor dieser Gruppe fand ich noch eine Gruppe regellos verteilter Miniaturschlackenkrater — etwa 12 Stück — von 1—6 m Höhe auf einem Lavafeld.

Danach kam ich, nach Osten umbiegend, in das Gebiet der Krakatindur-Spalte, und weiterhin zu den Kraterreihen im Norden des liparitischen Gebirges des Torfajökull, die Sapper bereits eingehend beschrieben hat, so daß ich hierzu nur wenige Bemerkungen anzufügen habe.

Das Liparitgebirge bildet einen einheitlichen Gebirgsstock, der sich scharf von seiner Umgebung abhebt. Am Rande desselben, sowie auch in seinem Innern liegen die Eruptionsstellen der Obsidianlavaströme dieser Gegenden, die sich teilweise weit über das Vorland ergossen haben. Ebenda müssen auch schon wiederholt Bimssteinausbrüche stattgefunden haben. An zahlreichen Stellen des Nordrandes des auf der Höhe des Liparitgebirges thronenden Torfajökulls bildet eine Bimssteindecke die Oberfläche. Der Bimsstein ist hell und stark verwittert, so daß die einzelnen Stücke leicht in der Hand zerbröseln. Dies ist aber keineswegs ein Beweis für ein hohes Alter des Gesteins, denn dieselben Erscheinungen weist auch bereits der im Jahre 1875 in der Askja ausgeworfene Bimsstein auf. Im Gegenteil verrät die Lagerung an steilen Hängen usw. ein ziemlich jugendliches Alter, da die leichten Stücke von Regenschauern und Stürmen besonders leicht von allen exponierten Stellen entfernt und an geschützteren Plätzen zusammengetragen werden. Zwei ältere Lagen von Bimsstein fand ich durch je $\frac{1}{2}$—1 m Erdreich getrennt vom Laufe der Helliskvisl angeschnitten, und ein analoges Profil erwähnt auch Thoroddsen vom Domadalur. Sonach folgten sich in diesem Gebiet mindestens 3 gewaltige Bimssteineruptionen. Wie weit die Eruptionspunkte der Liparitströme von Spalten abhängig sind, ist eine nicht entschiedene Frage.

Im Norden stoßen an das Liparitgebirge zahlreiche kleinere Vulkanreihen mit größtenteils nur wenigen und kleinen Kraterchen an. Diese haben meistens nur geringe Schlackenmengen ausgeworfen, und auch die ausgeflossene Lava ist nur gering, aber stets basaltisch.

Besonders interessant ist nach der Schilderung Thoroddsens eine Spalte im Berge Sáta, südwestlich vom Lödmundurvatn, die in einer Länge von etwa 20 m durch das Tuffbrecciegebirge setzt und vollständig mit schlackiger Lava gefüllt ist. Zur Bildung von Kraterchen über der Spalte kam es nicht, ebensowenig zum Erguß eines Stromes, nur einzelne Fladen ausgespieener Lava lagen ringsumher. Diese Spalte zeigt uns also den deutlichen Uebergang von der intrusiven Gangbildung zur extrusiven Spalteneruption. Sie zeigt uns, daß beide im wesentlichen völlig gleichartige Erscheinungen sind, daß also eine Vulkanspalte in ihrer Fortsetzung nach der Tiefe völlig die Eigenschaften eines Ganges aufweist, während umgekehrt jeder Gang, so wie er zur Oberfläche durchdringt, die Erscheinungen einer Spalteneruption annimmt. Im gegebenen Fall war die Kraft des Magmas eben erschöpft, als der intrusive Gang die Oberfläche erreichte. Wir haben über diesen Vorgang keine historischen Daten, doch ist er zweifellos sehr jung und weist darauf hin, daß auch heutzutage noch die Gangbildung auf Island, ebenso wie die Eruptionen, fortschreitet.

Außer dieser hat nur noch eine der Spalten im Norden des Torfajökull, soweit bisher bekannt, größeres Interesse, und diese Spalte liegt im Nordwesten des Námshraun. Sapper hat ihre einzelnen Glieder bereits beschrieben, so daß ich auf Details nicht einzugehen brauche. Besondere Erwähnung verdient jedoch ein Krater (Krater C in der Sapperschen Arbeit) dieser Vulkanreihe, die wie alle anderen von Südwesten nach Nordosten läuft, wegen seines eigentümlichen Baues, den das Profil schematisch wiedergibt.

Fig. 4. Schematisches Profil eines Vulkans aus einer Vulkanreihe im Norden des Torfajökull.

Schlacken. ältere Lava.

Palagonit. jüngste Lava.

Im Norden und Nordwesten bildet altes Tuffgestein, mit Schlacken, Asche und Liparitstückchen überschüttet, die Wände des kreisrunden Kraters, die hier ihre höchste Höhe von etwa 60 m erreichen. Dasselbe Gestein zeigt sich auch an einzelnen Stellen im Osten, wo der Kraterrand durchbrochen ist, so daß dort die enge Ausflußstelle eines ziemlich bedeutenden Lavastromes liegt, der aus rauher Blocklava besteht. Der große Krater mißt an seiner Basis ca. 250 m im Durchmesser; die Böschung der Wände ist etwa 40°. Aus seiner Mitte erhebt sich ein formvollendeter Schlackenkegel, mit 28° äußerer Böschung und völlig unverletztem, kreisrundem Krater. Er mißt an seiner Basis ca. 80 m im Durchmesser und ist das letzte Produkt der Eruption gewesen. Er sitzt auf dem Lavasee, der das Innere des großen Kraters füllt, auf. Dieser ist von ziemlich ruhiger Plattenlava erfüllt, die nur im Norden eine Zahl Hornitos und zahlreiche, durch irgendwelche Störungen verursachte Stauungserscheinungen in Form steil aufgerichteter und durcheinandergeworfener Lavaplatten zeigt. An der West-, Südwest- und Südseite des Kraters erfolgten große, treppenförmige Einbrüche, und dies ist bei weitem die eigenartigste Erscheinung an dem Kratergebilde. Die einzelnen Stufen des Abbruches sind scharf ausgeprägt und ziehen kreisförmig dem Kraterrande parallel. Sie sind durch klaffende Spalten markiert, die stellenweise 2 m an Tiefe erreichen. Sapper erwähnt zur Erklärung die Möglichkeit des Abfließens von Lava zum Kratersee hin und betrachtet den Einbruch als eine Folgeerscheinung dessen. Es scheint wir schwer verständlich, daß dieser Abfluß erst dann stattgefunden haben sollte, als sich bereits eine mindestens 2 m mächtige Lavakruste gebildet hatte. Außerdem zeigt sich nirgends die Ausflußstelle dieser Lava, vielmehr schien mir der Ursprungsort des Lavasees im Zentrum des Kraterkessels gelegen, worauf besonders die in allen Teilen gleichmäßige Verteilung der Lava hinzudeuten scheint. Ich würde es für wahrscheinlicher halten, daß die Lava einer älteren Eruption, vielleicht aus demselben Krater, angehört, und daß die jüngste Eruption mit Einbrüchen begann, die vielleicht als Folgen einer

vorangegangenen Explosion oder von Erdbeben anzusehen sind. Diesen Einbrüchen folgte dann der Erguß eines großen nach Osten abgeflossenen Blocklavastromes, und zuletzt bildete sich der ungestört aufgebaute Schlackenkegel im Zentrum des Kratersees.

Nordöstlich von diesem Krater zieht eine Verwerfungsspalte durch das Grundgebirge, deren östlicher Flügel um mehrere Meter eingesunken ist. Weiterhin nach Nordosten treten wieder Vulkane an die Stelle dieser Verwerfungslinie, die quer über einen Tuffberg läuft. Dort war aus ihnen wieder ein Lavastrom zum Ausfluß gekommen, der sich nach Westen wandte. Das Massiv des Berges selbst, der etwa 80 m hoch ist, bot den vulkanischen Kräften genügend Widerstand, um sie zum seitlichen Austritt zu veranlassen, wie wir dies ähnlich bei Laki wiederfinden werden. Auch zieht die vulkanische Bruchlinie in einem leichten Bogen um die östlich gelegenen höchsten Teile des Tuffberges, die notwendig den größten Widerstand leisteten, herum, so daß die Ablenkung derselben durch den Berg in die Augen springt. Hier fällt zum erstenmal auf, daß durch verhältnismäßig geringe äußere Hindernisse die Richtung der vulkanischen Kräfte beeinflußt werden kann. Dies führt mit Notwendigkeit zu dem Schluß, daß die Kräfte, die zur Eruption führten, verhältnismäßig schwach waren, und legt die Vermutung nahe, daß sie nicht aus sehr bedeutender Tiefe aufgedrungen sind.

Nach Nordosten setzt sich die Spalte in der von Sapper eingehend beschriebenen Art und Weise, mit mehreren Explosionskratern besetzt, fort, um in das leider noch immer gänzlich unbekannte Gebiet der Fiskivötn hinüberzugreifen. Gegen Südwesten findet die Spalte mit dem schon beschriebenen eigentümlichen Krater ihr Ende. Ich hatte den Eindruck, daß sie an den steilen Wänden des kompakten Liparitgebirges abgebrochen sei. An diesen Wänden ist trotz ihrer Kahlheit keine Spur einer Störung zu entdecken. Auch die Taleinschnitte sind an dieser Stelle nur durch die Erosion bedingt und lassen absolut keine Zusammengehörigkeit mit der Südwest-Nordost-Richtung der Spalten erkennen. Eine oberflächliche Fortsetzung der eben beschriebenen Vulkanspalte in das Liparitgebirge hinein besteht also nicht. Es ist daher zweifelhaft, ob die in der Verlängerung der Vulkanspalte gelegenen Ausbruchspunkte der zwei großen liparitischen Ströme des Námshraun und des Langarhraun mit dieser vulkanischen Bruchlinie in Verbindung stehen. Die Ausbruchsorte der Liparite sind keine eigentlichen Krater, es sind grabenartige Vertiefungen, von denen sich bei dem Námshraun zwei senkrecht durchschneiden. Auffallend ist nur, daß sie sich in der geraden Fortsetzung der basaltischen Eruptionslinien befinden. Weiterhin ist auch die Tatsache, daß in der Tiefe basaltisches Magma aus einer Spalte gefördert wurde, nicht einzeln dastehend. Die liparitischen Ausbruchspunkte liegen nämlich 150 bezw. 270 m höher als die basaltischen. Aehnlich verhielt es sich bei dem berühmten Ausbruch der Sveinagjá und der Askja im Jahre 1875, die, trotzdem eine Spalte die beiden Vulkangebiete oberflächlich nicht verbindet, in unzweideutiger Wechselbeziehung ihre Tätigkeit entfalteten, wie wir noch sehen werden.

Die beschriebene Spalte hat in einer Beziehung eine große Aehnlichkeit mit der gewaltigen Lakispalte: Bei Spalteneruptionen ist es eine überaus häufige Erscheinung, daß das Magma nur aus den gegen die Mitte zu gelegenen Kratern austritt, während die äußeren Glieder nur Erscheinungen explosiver Natur aufweisen. Auch hier findet sich nördlich der Lavaergüsse noch eine Reihe gewaltiger Explosionskrater. Im Süden dagegen scheinen sie mit den Austrittspunkten des Magmas zu dem beschriebenen großen Krater zusammengedrängt zu sein. Dies würde wiederum darauf hinweisen, daß die Kraft der Eruption keine sehr bedeutende war, da die Gase den Widerstand des Liparitgebirges nicht zu überwinden vermochten. Das Liparitgebirge scheint

überhaupt allen Spalten an seinen Grenzen ein Ende zu bereiten, wenigstens ist keine Spalte bekannt, die von außen in dasselbe eindringt. Mir scheint die Auffassung THORODDSENS eine sehr glückliche, daß das Liparitgebirge die an die Oberfläche gekommenen Teile eines großen liparitischen Lakkolithen darstellt, der in seinem Innern noch nicht erkaltet ist. Daß er nach der Tiefe zu an Breite und Ausdehnung zunimmt, macht das liparitische Material wahrscheinlich, das der im Tuffgebirge aufsitzende beschriebene große Krater mitemporgebracht hat. Nach dieser Auffassung würden allerdings die Liparitausbrüche mit den benachbarten Vulkanspalten kaum direkt zusammenhängen können. Ob freilich in der Tiefe eine gegenseitige Beeinflussung der beiden Magmaherde besteht, oder ob es sich etwa gar nur um einen einzigen Magmaherd handelt, muß ungewiß bleiben. Hierüber liegen keinerlei Anhaltspunkte vor, wenngleich angeführt werden muß, daß trotz des Mangels äußerer Zeichen einer solchen gegenseitigen Abhängigkeit uns Fälle bekannt sind, in denen eine solche trotzdem offenkundig zum Ausdruck kommt.

Von den Spalten des Südlandes habe ich nun nur noch die großartigste aller isländischen Vulkanspalten zu erwähnen, die Eldgjá, die sowohl von THORODDSEN als auch von SAPPER erforscht und meisterhaft beschrieben wurde, während ich selbst nur eine kurze Strecke derselben untersuchen konnte.

Die Eldgjá ist in ihrer ganzen sichtbaren Länge von etwa 30 km im wesentlichen ein Produkt explosiver Betätigung der vulkanischen Kräfte. Sie beginnt im Nordosten beim Berge Gjátindur mit dem gewaltigsten Explosionsgraben der ganzen Reihe, der stellenweise eine Weite von 600 m und eine Tiefe von 270 m erreicht, und verschwindet als flache Mulde im Südwesten unter dem Eis des Merkurjökull. Sie bildet zwar nicht eine gerade Linie, sondern weist in ihrem Verlauf mehrere Knickungen und sprungweise Verschiebungen auf, deren Ursache jedoch nicht in der Gestaltung des Oberflächenreliefs liegt; vielmehr setzt gerade die Eldgjá ohne Rücksicht auf Berge, die sich in ihrem Weg erheben, durch diese hindurch, was uns auf die große Kraft der Eruptionen zu schließen gestattet. Besonders charakteristisch für die Eldgjá ist der Explosionsgraben, der sich als steilwandige, oft sehr lange Vertiefung darstellt. In dieser Erscheinung liegt auch vornehmlich das besondere Interesse, das diese Spalte verdient. Gerade an ihr, wie an keiner anderen Stelle Islands, ist es nämlich gut zu verfolgen, wie der Explosionsgraben sich entwicklungsgeschichtlich aus einer großen Zahl einzelner Durchschußröhren und Explosionskrater bildet, wie uns die teilweise Erhaltung der Einzelformen dieser Gebilde trotz ihres zusammenhängenden Verlaufes am Berge Svartafell lehrt. Die für Spalteneruptionen charakteristische Vulkanreihe ist also hier durch den Explosionsgraben ersetzt, als eine Folge der großen Gewalt der Ausbrüche. Das Profil der Explosionsgräben der Eldgjá zeigt stets Tuffbreccie als Unterlage, darüber wechselnde Lagen von Schlacken und Lava mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 20 m. Die Eruptionspunkte dieser Laven sind unbekannt. Die Explosionsgräben weisen auf ihrem Grunde sehr zahlreich Schweißschlackenkegelchen und von SAPPER so genannte primäre Hornitos auf, auch ist der Boden derselben oft völlig von Lava gebildet, oder es befinden sich Lavaseen im Innern der einzelnen Krater, alles Erscheinungen, die auf den hohen Stand des in der ausgesprengten Spalte aufgestiegenen Magmas hindeuten, das fast auf die ganze Länge der Spalte hin auf ziemlich gleichem Niveau gestanden zu haben scheint. Es betragen nämlich die Niveaudifferenzen des Spaltenbodens auf der ganzen, 30 km langen Ausdehnung desselben nur ca. 100 m. Am Nordost-Ende der Spalte scheint allerdings die Lava in größerer Tiefe geblieben zu sein, während dafür die explosive Tätigkeit sich um so stärker entfaltete; denn der Boden des hier gelegenen größten Explosionsgrabens besteht aus Tuff, und einige Hornitos sind die einzigen Erscheinungen, die auf die Anwesenheit des Magmas in der Tiefe hinweisen. Es ist

dies Zurückbleiben des Magmas an den Enden der Spalte eine von mir schon in einigen Fällen erwähnte und fast regelmäßig beobachtete Erscheinung. Es war mir von besonderem Interesse, daß dieselbe auch hier, bei der gewaltsamsten aller isländischen Spalteneruptionen, auftritt. Wie die Verhältnisse am Südende der Spalte liegen, ist durch das Eis des Merkurjökull leider der Beobachtung entzogen. Die Kraterbildung auf der Spalte tritt sehr in den Hintergrund und beschränkt sich, außer in der Anlage oft sehr großer Explosionskessel, auf die Bildung kleiner Hornitos und Schweißschlackengebilde. Die Hauptmasse der Lava trat aus der offenen Spalte zutage, indem sie über deren Ränder überfloß. Es sind vornehmlich 3 Ströme, die zum Erguß kamen: zwei kleinere in den Flußbetten der Sydri Ófaerá und der Nyrdri Ófaerá, und ein gewaltiger Strom, der zwischen Brenniskvisl und dem Merkurjökull alles Land überschwemmte und auch noch unter dem Eis sich auf unbekannte Entfernung ausdehnt. Das Volumen der bei diesem Ausbruch der Eldgjá gelieferten Lava, der nach historischen Untersuchungen Thoroddsens in die Jahre 930—950 fällt, wird von diesem auf 9325 Mill. cbm über einer Fläche von 693 qkm berechnet. Die Eldgjá selbst scheint bei diesem Ausbruch erst gebildet worden zu sein, doch müssen Eruptionsstellen ähnlicher Art und Großartigkeit in ihrer Nähe gelegen sein. Trotz des in großer Masse vorhandenen losen Materials, das die Seiten der Spalte in einer Mächtigkeit bis zu 10 m bedeckt, fehlen Lockerschlackenkegel fast völlig, was ein weiterer Hinweis auf die elementare Gewalt des Ausbruchs ist. Beobachtungen, die bei der Eldgjá einen Schluß auf die Tiefe des Magmaherdes, aus dem diese Massen kamen, zuließen, liegen meines Wissens leider bis heute noch nicht vor. Nur aus der Kraftentfaltung des Ausbruchs läßt sich vielleicht schließen, daß gerade bei der Eldgjá der Sitz der eruptiven Kräfte ein tieferer war, als bei irgendeiner anderen Vulkanspalte der Insel. Mit Recht weist aber Sapper darauf hin, daß es an sich nicht wahrscheinlich sei, daß eine derartig schmale und lange Eruptionslinie, wie sie die Eldgjá und andere darstellen, rein vulkanischer Natur sei, daß es vielmehr natürlicher erscheine, eine tektonische Anlage solcher ausgedehnter Spalten anzunehmen.

4. Laki.

a) Die Umgebung.

Marschroute und Zeltplätze bei Laki. — Das Kartenmaterial. — Die Umgebung der Spalte. — Geologischer Bau der Gegend. — Die Ulfarsdalssker. — Die Uxatindar. — Die Unterlage der Lava von 1783. — Aeltere Kratergruppen.

Laki ist aus verschiedenen Gründen zum genauen Studium der Vulkanspalten besonders geeignet. Einmal ist die Spalte noch sehr jung und hat infolgedessen alle Details ihrer Struktur bis heute erhalten. Sie gehört auch zu den wenigen Vulkanspalten, deren Ausbruchszeit wir genau kennen und über die wir einigermaßen brauchbare Mitteilungen bezüglich des Ganges der Eruption haben. Schließlich gehört auch die Spalte zu den größten der Insel, und keine Eruption hat in rezenter Zeit bedeutendere Lavaströme geliefert. Dabei treten bei Laki ziemlich alle Erscheinungen in schönster Ausbildung zutage, die wir bei Spalteneruptionen zu finden gewohnt sind.

Zunächst halte ich es zur Orientierung für wichtig, einige Bemerkungen über den Untergrund, den die Spalte durchsetzt, sowie über ihre Umgebung voranzuschicken, da das vorliegende Kartenmaterial ziemlich ungenau ist. Bei der Schwierigkeit, in jener Gegend überhaupt vorwärtszukommen, wird es künftigen Besuchern nicht unangenehm sein, hierüber, wie über die Möglichkeiten eines Aufenthaltes, einige Winke zu finden. Was die Hellandsche Karte[1]) betrifft, so ist sie sehr gut, solange

1) A. Helland, Lakis Kratere og Lavaströmme. Kristiania 1886.

man sich in den bewohnten Gegenden des südlichen Vorlandes befindet, sie verliert aber ihren Wert großenteils in der Wildnis des Lavafeldes selbst; wenigstens konnte ich mich auf einem Ritt nach Laki nach derselben nicht orientieren. Dennoch gibt es keine andere größere Karte dieser Gegend. Ich kam von Süden. Das letzte Quartier war bei der Farm Holt gewesen, die auf halber Höhe des großen Palagonitsockels im Süden der Lava von Laki liegt, durch den diese an ihrem freien Abfluß nach Süden behindert und durch die engen Täler im Westen und Osten in das Flußbett der Skaptá und des Hverfisfljót zusammengedrängt wurde. Es ging zunächst an einem See, der fast im Niveau der Skaptá liegt und von dieser gelegentlich auch überschwemmt wird, dann gegen Westen an der kleinen Vulkanspalte von Raudholl vorbei und von da nach Norden gegen den alles überragenden und sich vortrefflich als Orientierungspunkt eignenden Leidolfsfell zu. Die Hellisá fließt jedoch im Süden, nicht im Norden des Berges. An seinem Fuße überschreitet man die hier nur einen schmalen Arm bildende rauhe Blocklava, was für die Pferde sehr schwierig und zeitraubend ist. Hat man jedoch die auf der Hellandschen Karte verzeichneten Palagonitklippen erreicht, so wird man angenehm überrascht sein, nunmehr bis fast an die südlichsten Krater von Laki heranreiten zu können, ohne überhaupt wieder rezente Lava überschreiten zu müssen. Diese Stelle auf der Hellandschen Karte ist völlig verzeichnet. Bei der Hnutá dehnt sich ein ausgezeichneter, sumpfiger Grasplatz aus; dann hat man noch einen kleinen, ca. 50 m breiten Lavastrom zu überschreiten, um in wenigen Minuten am Beginn der Kraterreihe von Laki zu stehen. Die Hnutá liegt also wesentlich weiter nach Nordosten, als auf der Karte verzeichnet. Fernerhin fand nördlich von der südwestlichen Hälfte der Lakispalte keine rezente Lavaüberflutung statt, da fast auf die ganze Strecke eine Kette alten Tuffgebirges bis an die Spalte herantritt. Da jedoch von der Hnutá aus auch im Norden im Flußbett der Skaptá eine sehr junge, dem Strom von Laki gänzlich gleichende Lava zu sehen ist, und da keine bekannten Eruptionspunkte dort gelegen sind, so ist anzunehmen, daß dieser Lavaarm dem nordöstlichen Teile der Spalte entstammt und in seinem Lauf dem Flußbett der Skaptá gefolgt ist. Die Varmá fließt in ihrem Oberlauf nicht in der Lava, sondern kommt aus einem Tal des alten Tuffgebirges im Norden der südlichen Hälfte der Spalte. An ihren Quellen hatte ich mein Lager, das noch ca. 6 km vom Berge Laki entfernt war, während ich die Pferde den etwa 2 Stunden weiten Weg zum Grasplatz an der Hnutá zurückschickte. Später lernte ich allerdings nur etwa 2 km im Westen vom Berge Laki einen See kennen, der auf der Karte nicht verzeichnet ist, aber als Lagerplatz wegen seiner fast zentralen Lage besonders geeignet gewesen wäre, und die Begehung der einzelnen Teile der Vulkanspalte bequemer gemacht hätte. Ich glaube nicht, daß noch ein anderer Punkt in der näheren Umgebung von Laki zum Lagerplatz geeignet ist, da ich sonst an keiner Stelle Wasser gefunden habe. Bisher hatten allerdings sämtliche Expeditionen ihr Standlager am Berge Blaengur, südlich außerhalb des Lavafeldes, doch ist dort das Gras viel schlechter als an der Hnutá, was ein für die erholungsbedürftigen Tiere nicht zu unterschätzender Nachteil ist; ferner liegt auch der erwähnte See für alle Untersuchungen an der Spalte bedeutend bequemer.

Die Thoroddsensche Karte, die leider einen kleineren Maßstab hat, stellt die Verhältnisse viel naturgetreuer dar, wenngleich auch auf ihr die Varmá und der nördlich davon eingetragene Lavastrom nicht richtig verzeichnet sind.

Die Kraterreihe selbst endigt nach Helland in einigen Kilometern Entfernung vom Gletscherrande des Vatnajökull, während sie nach Thoroddsen nahezu bis an das Eis herantritt. Obgleich ich die nordöstlichsten Punkte der Spalte nicht mehr begehen konnte, habe ich doch, sowohl mit dem

bloßen Auge, wie auch mit dem Zeiss-Glas aus nur sehr geringer Entfernung feststellen können, daß wenigstens die Vulkanreihe sicherlich nicht bis an den Gletscher herantritt. Ob die Spalte als solche sich bis an oder unter den Eisrand fortsetzt, ist ungewiß, aber nicht wahrscheinlich, da hiervon nichts zu sehen ist, und sich ein Palagonithügel gerade in der Verlängerung der Spaltenrichtung über den Eisrand erhebt. Deshalb ist wohl die Hellandsche Karteneinzeichnung hier die richtigere. Keinesfalls aber ist es richtig, die Eruptionen von Laki als Eruptionen des nahe gelegenen Skaptárjökull zu bezeichnen, wie dies in der Literatur vielfach geschieht; denn der Gletscher hatte mit dem Ausbruch sicherlich gar nichts gemein.

Wir haben in der ganzen Umgebung der Spalte Palagonittuff als Untergrund kennen gelernt. Derselbe ist überall unter der Lava zu finden; auch der Berg Laki, durch den die Vulkanspalte quer hindurchzieht, besteht ausschließlich daraus. Ebenso die Höhen im Norden und Süden. Im Westen begrenzen die Skaptá, im Osten der Rand des Inlandeises mit dem dort entspringenden Hverfisfljót das Gebiet.

Auf dem Palagonittuff lagert unter der modernen häufig die doleritische Lava, die meist sehr schön in Säulen abgesonderte Bänke aufweist. Ich fand auch eine aus solchen Doleritsäulen zusammengesetzte Kuppe in nächster Nähe von Holt, die wohl einen der Eruptionspunkte dieser Laven darstellt. Heute erhebt er sich wie ein mächtiger Pfeiler ca. 20 m über seine Umgebung. Auf dem Tuff im Süden von Laki liegen auch die schon erwähnten von Thoroddsen als präglazial angesprochenen Schildvulkane Geirlandshraun und Kaldbakr. — Ebenso zeigt das vor mir nur von Thoroddsen betretene Palagonitgebirge der Úlfarsdalskér im Norden von Laki an vielen Stellen Reste einer Ueberdeckung mit Dolerit. Leider ist dort der Ueberblick über die Bodenverhältnisse sehr erschwert durch eine dicke Schicht schwarzer Lapilli, die in den Tälern mehrere Meter mächtig werden kann. Aus schwarzen Lapillis tritt auch mit großer Wassermenge die Varmá in einem flach-muldenförmigen Tal des Gebirges zutage. Wo auf den Höhen die alte Lava fehlt, bilden Pflasterungen kleiner Lavastücke die Oberfläche und gleichzeitig die Schutzdecke des darunterliegenden Palagonits. Die Stücke stammen wohl zum Teil aus diesem, zum Teil mögen es auch die letzten Reste von Lavadecken sein, die der Zerstörung anheimfielen. Viele der Steine sind durch die hier mächtig wirkenden vom Gletscher herabstürzenden Winde in prächtige Drei- und Vielkanter umgewandelt, oder zeigen topfartige Vertiefungen, die aus der Erweiterung ehemaliger Blasenräume durch Wind- und Sandschliff entstanden sind. Auf manchen Höhen hat sich in den Zwischenräumen zwischen den Lavastücken Palagonitstaub angesammelt, der alle Unebenheiten derart verhüllt und die Gesteinsstücke so fest bettet, daß dadurch eine leidlich glatte Pflasterung der Oberfläche entsteht, auf der man gut vorwärtskommen kann.

Die Hügel- und Talformen in den bisher erwähnten Tuffmassiven haben weiche Konturen und sind nicht sehr ausgeprägt. Man sieht deutlich, daß sie einer lange währenden Erosion durch Wind und Wasser ihre Entstehung verdanken. Streng scheiden sich hiervon die Bergzüge im Norden der Úlfarsdalskér, die sogenannten Uxatindar und Fografjöll. Sie stellen schmale, langgestreckte Bergzüge dar, deren groteske, scharfe Formen deutlich ihre große Jugendlichkeit erkennen lassen. Entsprechend den zackigen Kämmen dieser Ketten sind die Täler schmal und steilwandig, von den Abflüssen des Vatnajökull durchflossen und mit langgestreckten Seen erfüllt. Die Bergzüge sind genau in der Richtung der Vulkanspalten gelegen, und man kann sich des Eindruckes nicht erwehren, daß dieselben Ursachen, die letztere geschaffen haben, auch erstere in ihren jetzigen Formen entstehen ließen. Es sei erwähnt, daß südwestlich der Bergketten der genannten Uxatindar die Gjátindur liegen, in denen die

schon besprochene Eldgjá ihr Ende findet. Etwa 8 km nach Osten sprungweise parallel verschoben, setzt nun mit einer Länge von ca. 25 km — Thoroddsens Angabe von 30 km ist zu hoch — die Lakispalte ein. Die Eldgjá war ums Jahr 930 durch die gewaltsamste aller isländischen Spalteneruptionen entstanden; fügt man hinzu, daß auch in der Lakigegend nach den historischen Untersuchungen von Thoroddsen im 10. Jahrhundert die ersten Eruptionspunkte sich bildeten, so ist die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß beide Spalten in gewisser Beziehung zueinander stehen könnten. Ich halte es für wahrscheinlich, daß damals die Anlage der Lakispalte in der Tiefe vielleicht vorbereitet wurde, daß sie aber als Vulkanspalte im heutigen Sinne bis 1783 noch nicht existierte, wie sich aus der Verteilung und Lage der älteren Krater ergibt. Nicht richtig jedoch ist es, lediglich aus der Gleichzeitigkeit von Ausbrüchen auf ihre Zusammengehörigkeit zu schließen, und so muß es als fraglich bezeichnet werden, ob der ebenfalls im Jahr 1783 tätige, aber über 200 km von Laki entfernte unterseeische Vulkan Eldeyjar, an der Südwestspitze Islands, in irgendwelchen Beziehungen zu dieser Eruption steht, wie man öfters in der Literatur erwähnt findet. Zwischen beiden steht überdies eine sehr große Anzahl bis heute tätiger Vulkane, von denen jedoch keiner irgendwelche Beziehungen zu dem damaligen Ausbruch bekundete.

Ueber den Untergrund der 1783er Lava bei Laki wissen wir nur wenig. Es muß nach alten Beschreibungen im Süden der heutigen Spalte ein breites flaches Tal gelegen haben. Wie weit dasselbe von Lava aus dem 10. Jahrhundert bedeckt war, wissen wir nicht; jedenfalls aber herrschte dort reichlicher Graswuchs. Die neue Lava hat jede Spur dieses Tales verwischt, indem sie es und das sich nach Westen anschließende Tal der Skaptá an einzelnen Stellen bis zu 600 Fuß Höhe mit Lava aufgefüllt haben soll. Im Flußbett der Skaptá jedoch und in dem davor liegenden Flachland von Landbrot war ein älterer Lavastrom bekannt, der jedenfalls von der Gegend der Eldgjá herstammt.

Auf Hellands Karte sind in nächster Nähe von Lakis Vulkanspalte verschiedene Stellen mit violetter Farbe eingezeichnet, die die Lage alter Krater darstellen sollen. Er sagt, ihre Zahl sei nicht bestimmt, doch seien sie in der ganzen Umgebung so häufig, daß 2000 nicht übertrieben sei. Ich habe solche Krater in einigen kleinen Haufen angeordnet wohl im südlichen Vorland von Laki angetroffen, wo sich die Lava über das flache „Landbrot“ ergießt, aber nirgends an den von Helland eingezeichneten Stellen in der Umgebung der Spalte, trotzdem ich diese Gegend gründlich begangen habe. Einige alte Krater von dort werde ich noch zu nennen haben. Die Úlfarsdalskér aber setzen sich, ebenso wie das Gelände bei der Hnutá, nicht aus junger und alter Lava mit zahlreichen Kratern zusammen, sondern bestehen aus Palagonit und Resten einer alten Doleritüberdeckung, ohne daß mir dabei irgendwelche alte Kraterbildungen aufgefallen wären.

b) Der Ausbruch von 1783.

Literatur. — Die Eruption der südwestlichen Spaltenhälfte. — Die Eruption der nordöstlichen Spaltenhälfte. — Ueberblick. — Die Erforschung der Vulkanspalte.

Zum Studium des Ausbruches von 1783 stehen uns vor allem zwei Quellenwerke zur Verfügung:

Magnus Stephensen, Kort Beskrivelse over den nye Vulkane Ildsprudning i Vester-Skaptafellssyssel paa Island 1783. Kjøbenhavn 1785.

Jón Steingrimsson, Um Skaptareldinn. 1788.

Auch S. M. Holm [1]), M. Loptsson [2]) und Sveinn Pálsson [3]) haben über die Eruption berichtet. Einen sehr hübschen Auszug aus den dort gegebenen Daten bietet Hellands Arbeit [4]), doch ist sie nur in dänischer Sprache veröffentlicht. Ferner ist noch eine Arbeit Thoroddsens zu nennen, in der er den Ausbruch nach historischem Material bespricht [5]). In der deutschen Literatur finden sich fast keine Angaben über diesen wichtigen Ausbruch, dessen Bedeutung nicht nur in seinen gewaltigen Größenverhältnissen liegt, sondern auch darin, daß wir bis heute nur sehr spärliche Nachrichten über den Vorgang einer Spalteneruption besitzen, und auch diese Beobachtungen sich nur auf ganz wenige Spalten beschränken. Die fremdsprachlichen Quellwerke sind noch dazu nicht immer leicht zugänglich und enthalten sehr viel Nebensächliches. Deshalb will ich versuchen, hier ein kurzes und möglichst anschauliches Bild der Vorgänge bei der Eruption zu geben, indem ich mich auf die Hauptzüge derselben beschränke.

Nach einem milden Winter und Frühjahr begannen am 1. Juni 1783 über ganz Skaptarfellssyssel sich stets stärker werdende Erdbeben fühlbar zu machen. Am 8. Juni fand die erste Eruption loser Massen statt, die unter heftigen Detonationen und Erdbeben vor sich ging. Es bildete sich in der Luft eine mächtige schwarze Aschenbank, in der deutlich einzelne Aschensäulen zu beobachten waren. Die Eruption begann also gleichzeitig an mehreren Stellen der Spalte. Diese wie die folgenden Eruptionen beschränkten sich zunächst auf die südliche Hälfte der Spalte und griffen über den Berg Laki nicht hinaus. Am 9. und 10. Juni wurden die Schlackenauswürfe und Erdbeben immer heftiger. Man konnte deutlich einzelne Feuersäulen in den nördlichen Teilen der Spalte sehen, heißt es im Bericht. Dies wird wohl der Widerschein des nun reichlich ausfließenden Magmas gewesen sein. Zu dieser Annahme komme ich, da am 9. schon die Skaptá, einer der gefürchtetsten und größten Gletscherflüsse des Südlandes, zu schwinden begann (oder nach einer anderen Angabe anschwoll!), jedenfalls aber nach allen Berichten am 11. bereits völlig eingetrocknet war. Wesentlichen Einfluß konnte aber die Eruption erst dann auf die Wassermenge des Flusses gewinnen, nachdem die Lava das Flußbett schon erreicht hatte. Dazu mußte sie jedoch erst eine Strecke von mindestens 10—15 km auf wenig geneigtem Gelände durchlaufen. Am 12. kam auch der Strom schon im engen Skaptátal herab, dessen Flußbett er in einer Breite von 200 m ausfüllte. Er drang bis zur Farm Hvammr vor, hatte somit mindestens 15 km an jenem Tage zurückgelegt. Die Luft war von Asche, schwefelwasserstoffhaltigen und schwefelsauren Dämpfen geschwängert, auch die Witterung war deutlich von der Eruption beeinträchtigt. Die Erdbeben dauerten ununterbrochen fort.

Am 13. Juni setzte bei Laki die zweite Phase der Eruption ebenfalls wieder mit gewaltigen Explosionen und Erschütterungen ein. Bauern, die 2 Tage später den Berg Kaldbakr bestiegen hatten, sahen 22 Feuersäulen von Laki aufsteigen. Am gleichen Tage noch kam ein Lavastrom über das Südland. Nach Ueberwindung der Talenge der Skaptá breitete er sich über das breite Vorland von Landbrot und Međalland aus. Vorher hatte er jedoch bei der Farm Búland Halt gemacht, wo heute das Stromsystem der Skaptá sich spaltet. Auf der fast horizontalen Fläche teilt sich die Skaptá in zahlreiche, die Lava durchkreuzende Arme, die sich schließlich zu einem am Rande der Lava nach Osten fließenden Strome vereinigen und als Skaptá in das Skaptáros münden. Der andere Teil des Stromes sammelt sich an der Westgrenze der Lava, und fließt, von den Bauern als Eldvatn bezeichnet, in den

1) Om Jordbranden paa Island 1783. Kbh. 1784.
2) Rit um Jardelda á Islandi. Reykjavik 1880.
3) Tillaeg til Beskriverelserne over den Volcan, der braendte i Skaptafellssyssel 1783.
4) A. Helland, Lakis Kratere og Lavaströmme. Kristiania 1886.
5) Th. Thoroddsen, Uebersicht über die Geschichte der isländischen Vulkane. 1882. (Dän.)

Kúðafljót. An der Stelle der Stromteilung muß ehedem eine Vertiefung bestanden haben, die Wasser enthielt. Die Auffüllung dieses Beckens war es, die den Strom in seinem Lauf für kurze Zeit verzögerte. Die reichliche Wasserdampfmenge, welche die Lava bei der Zerstörung dieses Sees aufnahm, gibt sich heute in der großen Zahl von Hornitos kund, die gerade an dieser Stelle auf dem Lavameer aufsitzen. Bei ihrem Vordringen nach Süden teilte sich die Lava in ähnlicher Weise, wie ich es eben von der Skaptá beschrieben habe. Der größere Teil floß nach Süden und breitete sich über das Flachland aus, ein Arm aber drang am Südfuße des Tuffgebirges gegen Osten vor. Bis zum 18. dauerte die Eruption in ziemlich gleichbleibender Heftigkeit, und stets neue Nachschübe flüssigen Magmas kamen das Skaptá-Flußbett herab und verbreiteten sich im Süden, dabei große Strecken fruchtbaren Landes und zahlreiche Farmen zerstörend. Dann ließ die Gewalt des Ausbruchs nach, und am 25. waren die Ströme endlich zum Stillstand gekommen.

Merkwürdig ist die Erscheinung, daß der Lavastrom bei seinem Vordringen entlang einer Gruppe von alten Kratern diese der Reihe nach veranlaßte, Dämpfe auszustoßen. Es scheinen also auf unterirdischen Hohlwegen in der alten Lava Gase und Dämpfe der neuen Lava den Kratern zugeleitet worden sein.

Die Ruhe der Lakispalte währte nicht lange. Bereits am 26. Juni hörte man wieder heftige Explosionen von der im Südwesten von Laki gelegenen Spalte. Dies war die dritte Phase des Ausbruches. Wiederum ergoß sich nach 3 Tagen ein Lavastrom von Búland aus über das südliche Flachland. Derselbe überschüttete zunächst die letzte Lava. In 3 Armen drang er vor. Der mittlere ging mit breiter Front nach Süden. Der westliche drang von Ásar aus in eine Bucht des Kúðafljót ein, die er völlig ausfüllte. Der dritte endlich wandte sich wieder nach Osten. Die Ströme setzten ihren Weg in den folgenden Tagen langsam fort. Zuletzt kam der östliche Strom, etwa 2,5 km von Kirkjubaer entfernt, am 20. Juli zum Stillstand.

Mit dieser dritten Eruption scheint die Tätigkeit des südwestlichen Teiles der Spalte sich rasch ihrem Ende zugeneigt zu haben. In den Beschreibungen zeigt wenigstens nichts an, daß sie sich in nennenswerter Weise an den nun folgenden Eruptionen der nordöstlichen Spaltenhälfte beteiligt hat.

Etwa einen Monat nach dem letzten Paroxysmus der südwestlichen Spalte erfolgte der erste Erguß auf dem neugebildeten Teil derselben im Nordosten. Die Bildung dieses Teiles der Spalte scheint weniger plötzlich und gewalttätig gewesen zu sein. Schon vom 14. Juli ab wurde nach Steingrimmsson Asche und loses Material ausgespieen, meist unter starken Detonationen. Die Erdbeben scheinen hierbei nicht besonders heftig gewesen zu sein und stellten sich erst später wieder verheerender ein. Am 30. Juli wird die erste Lava erwähnt. Am 3. August war das Wasser des Hverfisfljót sehr heiß, einige Tage danach war er verschwunden. Diese vierte Phase der Eruption erreichte am 9. August ihren Höhepunkt. Ein Strom nach dem andern wälzte sich das Tal des Hverfisfljót herab, Farmen und Grasland weit und breit zerstörend. Am 14. August waren die Ströme zum Stillstand gekommen. In den nächsten 2 Wochen war die Eruption nicht besonders heftig. Am 1. September kam neuerdings ein Strom über die kaum erstarrte Lava herab, ebenso am 10. und 11. mit starkem Aschenfall.

Die fünfte und letzte Phase des Ausbruchs war die bei weitem gewaltigste, in der sich die Kraft des Magmas scheinbar erschöpfte. Nach kurzer Ruhepause begannen schon am 26. September neue kleinere Eruptionen, die sich ununterbrochen bis zum 24. Oktober fortsetzten. Am 25. Oktober erfolgte eine gewaltige, alles Vorangegangene überbietende Explosion, die 5 Tage lang anhielt. Die ganze Ebene in der Umgebung der Spalte verwandelte sich in ein glühendes Lavameer, die Lavaströme,

die im Verlauf der vorhergegangenen Ausbrüche das Tal der Hverfisfljót überschwemmt hatten, wurden durch diese einzige Eruption etwa um die Hälfte erhöht, und das Magma strömte noch während des ganzen Novembers. Doch scheint es zähflüssiger gewesen zu sein, als bei den vorhergehenden Eruptionen, da es schon bei Seljaland zum Stillstand kam, während ältere Ströme sich bis Slettaboll, reichlich 10 km weiter südlich vorgeschoben hatten. Vulkanischer Staub dieser Eruption hielt sich noch bis in den Dezember in reichlicher Menge in der Luft. Mit dieser letzten Kraftäußerung hat die Tätigkeit der gesamten Vulkanspalte geendet.

Die Folgen dieser Eruption waren schrecklich. Bei einer Bevölkerungszahl Islands von noch nicht 50 000 Einwohnern starben über 9000 oder fast $^1/_5$ aller Bewohner an seuchenartigen Krankheiten oder infolge von Hungersnot. Beides wurde hervorgerufen durch Krankheiten des Viehs, das durch das vergiftete Grasfutter fast auf die Hälfte seiner Zahl reduziert wurde.

Ueberblicken wir die geschilderten Vorgänge, so ergeben sich einzelne interessante Tatsachen. Vor allem steht fest, daß die während 5 Monaten fast ununterbrochen andauernde Eruption die Spalte nicht auf einmal geschaffen hat, und mancherlei weist darauf hin, daß auch die einzelnen Teile erst im Laufe der Eruptionsphasen zu ihrer heutigen Ausdehnung erweitert wurden. Ich verweise nur auf die Nachricht, daß man bei Beginn des Ausbruches verschiedene einzelne Aschensäulen emporsteigen sah, über deren Zahl wir jedoch nichts wissen. Bei der zweiten Phase dagegen wird von 22 Feuersäulen berichtet, was jedenfalls eine größere Zahl darstellt, als das erste Mal. Auch an der Vulkanspalte selbst weisen vornehmlich in den zentralen Teilen viele Erscheinungen auf eine wiederholte Tätigkeit hin, während der Bau der südwestlichsten Krater nur auf eine einmalige Aktivität derselben schließen läßt.

Die Eruptionen im Südwesten scheinen an Heftigkeit bei weitem nicht den letzten Ausbruch im Nordosten zu erreichen, wie uns auch das Bild der Spalte erkennen läßt. Aber beide Teile der Spalte scheinen nach ihren stärksten Paroxismen ihre Tätigkeit rasch eingestellt zu haben. Was den Berg Laki selbst betrifft, der die beiden Teile der Spalte scheidet, so bemerkt Sapper ganz richtig, daß man den Eindruck gewinnt, er habe für das Fortschreiten der Eruption nach Nordosten ein mechanisches Hindernis gebildet, zu dessen Ueberwindung die vulkanischen Kräfte einer gewissen Zeit bedurften.

Nach der Eruption war noch auf Monate die ganze Umgebung in Dampf und Asche gehüllt. Als erster drang im Juli 1784 Magnus Stephensen nach Norden vor, um die Eruptionspunkte zu suchen. Er kam aber nur bis an den Rand des Berges Blaengur, im Süden des Tales, das die Lava völlig erfüllt hatte. Da dieselbe zum Ueberschreiten noch zu heiß war und zu starke Dämpfe ausstieß, kehrte er nach 2 Tagen wieder zurück. Im Sommer 1794 kam Sveinn Pálson auf 3 Tage zu den südlichsten Kratern der Reihe. Das Lavafeld rauchte nicht mehr, wohl aber stürzten beim Begehen die Decken zahlreicher Lavahöhlen ein. An und in den Kratern selbst scheint ziemlich starke Solfatarentätigkeit geherrscht zu haben.

Erst 1881 wurde dann die Spalte wieder besucht, und zwar von Helland großenteils begangen, der als wichtigstes Resultat eine Menge Höhenmessungen mitbrachte. Er veröffentlichte auch außer der schon erwähnten Karte ein detailliertes Bild der Vulkanspalte mit ihren sämtlichen Kratern, jedoch kann ich es nur als schematische Darstellung auffassen, da es weder Thoroddsen, noch Sapper, noch auch mir geglückt ist, mich danach zu orientieren und die einzelnen Krater nach der Natur zu identi-

fizieren. Nach Helland nahm Thoroddsen Untersuchungen an der Spalte vor[1]), nach ihm hat Anderson im Jahre 1890 einige hübsche photographische Aufnahmen der südlichen Krater veröffentlicht[2]), und schließlich hat im Jahre vor meiner Anwesenheit Sapper eine sehr schöne kartographische Aufnahme der zentralen Partieen der Spalte vorgenommen[3]). Leider wurde mir erst nach meiner Rückkehr aus Island im Herbst 1908 die während meiner Abwesenheit veröffentlichte Arbeit Sappers bekannt, weil so in vielen Punkten meine Untersuchungen unbewußt dieselben Bahnen eingeschlagen haben, wie diejenigen Sappers. Um jedoch Wiederholungen nach Möglichkeit zu vermeiden, verweise ich für die mittleren Partien der Spalte hier ausdrücklich auf seine Arbeit und seine Karte[4]) und werde mich über die dort besprochenen Punkte und Verhältnisse entsprechend kurz fassen.

c) Die südwestliche Kraterreihe.

Ihr Beginn. — Die südlichen Schlackenkegel. — Erdbebenspalten. — Die zentralen Teile. — Zusammengesetzte Vulkane. — Phasen der Eruption. — Aeltere Krater. — Der nördliche Teil der Spalte mit seinen Schweißschlackengebilden. — Primäre Hornitos. — Ueberblick.

Beginnen wir die Betrachtung der Kraterreihe im Südwesten, so stoßen wir am Fuße der Hnutá, der von mächtigen Schlackenlagen des Ausbruchs bedeckt ist, zunächst auf einen Einbruchskessel von etwa 4 m im Durchmesser und 2 m Tiefe. Derselbe ist kreisrund und hat senkrechte Wände, deren frische Ränder seine Jugendlichkeit bezeugen. Seine gute Erhaltung verdankt er nur dem Umstand, daß eine Zerstörung durch Wasserwirkung völlig fehlt, und auch der Wind an dieser geschützten Stelle keine große Kraft entwickeln kann. Der Boden des Kessels zeigte sich entsprechend nur ganz wenig

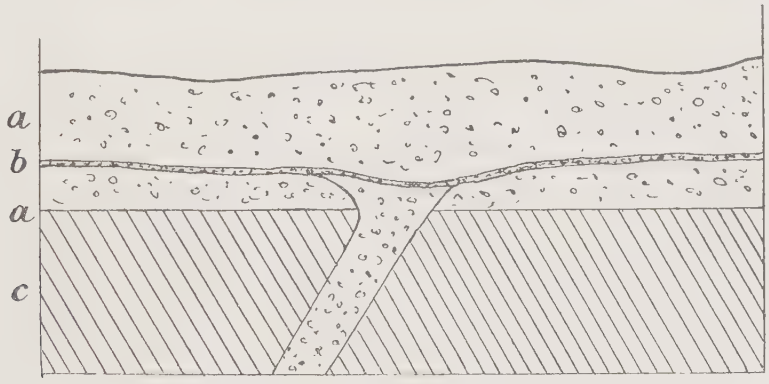

Fig. 5. Schematisches Profil durch die Ostwand des Einsturzloches beim südwestlichen Spaltenbeginn von Laki.
a Lapilli. *b* vulkanische Asche. *c* feiner brauner Tuff.

verschüttet, wie ich mich überzeugen konnte, da ich in das Loch hineinsprang. Sein Boden bestand ebenso wie die Wände aus einem braunen Tuff, der von Schlacken verdeckt ist. Ebenso folgten über dem Tuff der Wände dunkle Lapilli, die auch die Oberfläche jener ganzen Gegend bildeten. In der Wand fand sich ein dünnes Band vulkanischen Gruses, das schwarz war. Mein besonderes Interesse erregte jedoch die Tatsache, daß die Lapillischicht an einer Wand plötzlich in einem ca. 20 cm breiten Band sehr steil zwischen den braunen Tuffen in die Tiefe setzt. Da genau in nordöstlicher Richtung

1) Th. Thoroddsen, Island. Pet. Mitt. Erg. Bd. 152.
2) T. Anderson, Volcanic studies. London 1903.
3) K. Sapper, Ueber einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen. N. Jahrb. 1908. Beil.-Bd. 26. pag. 5—24.
4) Zu der ausgezeichneten Sapperschen Karte sei nur der Richtigstellung halber erwähnt, daß der die Nord-Süd-Richtung angebende Pfeil versehentlich die Ost-West-Linie darstellt.

dann die ersten Schlackenkrater der Spalte folgen, handelt es sich hierbei offenbar um die Ausfüllung einer Spalte, die im Laufe der Eruption aufgerissen war, und von den Eruptivmassen wieder aufgefüllt wurde. Wahrscheinlich stellt dieses Einsturzloch den Beginn der Lakispalte dar. Das erwähnte schwarze Band zeigt über der Ansatzstelle der Spalte eine muldenförmige Vertiefung, die wohl als Folge des Nachsackens der Lapilli zu deuten ist. Oberflächlich war von einer Spalte keine Spur zu sehen.

Nach Nordosten folgt zunächst ein kleiner, nur halb ausgebildeter Schlackenkrater, dicht hinter ihm der erste große Schlackenkegel von rundem, regelmäßigem Aufbau aus braunen und roten Schlacken, die meist in fladenförmiger Gestalt, auch ei- und walzenförmig, den Berg zusammensetzen. Die Stücke sind im Durchschnitt reichlich faustgroß. Gegen die Spitze zu nehmen sie an Größe und Festigkeit der Lagerung zu, da die kleineren, so besonders der feinere Grus und Lapilli, vom Wind zum Fuß der Kegel herabgeschafft wurden. Die einzelnen Schlacken weisen meist zahlreiche große und kleine Blasen und Löcher auf und sind von einer Glasschicht überzogen, die von ausströmenden Gasen vielfach durchbrochen wurde. Der Gipfel hat eine ziemlich tiefe Kratereinsenkung mit steilerer Böschung, als an der Außenseite des Kegels, der Kraterboden ist von Schlacken, die von den Wänden abstürzten, bedeckt. Krater wie Schlackenkegel haben eine durchaus regelmäßige Gestalt und alle Zeichen eines einheitlichen Aufbaues an sich. Das gleiche Bild zeigt der nach Nordosten folgende noch größere Krater, der schätzungsweise eine Höhe von 40 m besitzt (Taf. IV [XIV], Fig. 8).

Die Schlackendecke trägt an ihrer Oberfläche vielfach ein dichtes Polster silberheller Flechten, die wesentlich dazu beitragen, die unbebaubaren Flächen für künftigen Pflanzenwuchs vorzubereiten, indem die von feinen Fasern und Würzelchen gebildete humöse Schicht an vielen Stellen schon über 5 cm dick ist. Für die Schlackenkegel ist diese Decke besonders wichtig, wegen des durch sie bedingten Schutzes vor den Atmosphärilien, deren Einwirkung die Schlacken auf diese Weise fast vollkommen entzogen sind. Die Flechtenpolsterung trägt also wesentlich zur Erhaltung der ursprünglichen Formen der Spaltengebilde bei. Sie ist aber nicht überall in gleicher Stärke entwickelt, von nennenswerter Dicke ist sie hier überhaupt nur auf Schlackenboden, nicht auf Lavagrund.

Von der Spalte selbst war, außer in dem erwähnten Einsturzloch, zwischen den bis jetzt beschriebenen Kratern nichts zu sehen, wohl wegen der alles dick überziehenden Lapillischicht. Das gleiche gilt von der nächsten Fortsetzung der Spalte. Sie ist überall nur durch die streng reihenförmige Anordnung einzelner, meist großer und wohlgeformter Schlackenkegel angedeutet. Streng ist davon zu unterscheiden das Gewirre von kleineren, aber bis über 100 m langen klaffenden Spalten, wie sie hauptsächlich an der nördlichen Seite der südlichsten Spaltenstrecke deutlich auftreten. Hier ist auch auf fast ebenem Gelände ein Teil der Lava zum Bett der Varmá abgeflossen; jedoch nur auf eine kurze Strecke, da weiter nördlich bald die Palagonithügel bis hart an die Nordseite der Spalte herantreten und den Abfluß der Lava nach Süden bedingt haben. Diese Spalten, an denen Verwerfungen fast gar nicht oder nur in ganz geringem Maß auf kurze Entfernungen stattgefunden haben, sind wohl als Erdbebenspalten zu deuten. Sie liegen, wie das die Photographie (Taf. V [XV], Fig. 9) zeigt, parallel der Spaltenrichtung wie auch der Flußrichtung der Lava. Die Oberfläche wird allenthalben durch bedeutende Schlackenmassen gebildet. Die Spalten sind ebensowenig schnurgerade, wie die Vulkanspalten, und klaffen bis zu Tiefen von 2 m.

Den beiden erwähnten großen Schlackenkegeln folgt eine Zahl anderer von ebenfalls bedeutender Höhe und Ausdehnung, und an ihnen kommen die südlichsten Lavamassen zum Austritt. Die Ebenmäßigkeit ihrer Form ist meist unterbrochen durch das Fehlen eines Stückes der Kraterwand. Aus

diesen Breschen fand die Lava ihren Abfluß. Mit dem weiteren Vordringen nach Nordosten gelangen wir mehr und mehr in das Gebiet komplizierter und zusammengesetzter Ausbruchstätigkeit. Da ich eine kartographische Darstellung der Spalte nicht zu geben beabsichtige, weil der wichtigste, zentrale Teil derselben durch SAPPER bereits in allen wesentlichen Zügen gegeben ist, so ist es überflüssig, die Krater und Spaltengebilde einzeln und in ihrer Reihenfolge aufzuführen und zu beschreiben, zumal auch die Spaltenteile, die SAPPER nicht besucht hat, im großen und ganzen den beschriebenen sehr ähnlich sind. Ich werde daher nur besondere Erscheinungen schildern, soweit sie mir auf die Eruption selbst, sowie auf den Bau der Spalte Rückschlüsse zu ziehen zu gestatten scheinen. Für die Bestimmung der Lage solcher Punkte werde ich mehrfach mich an die SAPPERsche Karte halten. — Während sich, wie gesagt, die südlichsten Teile der Spalte auf die Bildung einzelner Explosionskrater beschränkt hatten, nimmt die Eruption fester Lava nach Nordosten hin rasch zu; dabei geht auch die Entwickelung der explosiven Erscheinungen zu noch größerer Kraftentfaltung Hand in Hand. Aber die Komplizierung der Verhältnisse wächst nicht nur durch das Auftreten zweier gleichzeitiger Eruptionsvorgänge, sondern auch durch das Vorkommen deutlich zusammengesetzter Krater. Es ist eine durchaus häufige Erscheinung, daß ein Schlackenkegel der Länge nach durchgerissen ist, daß also nach seiner Bildung explosive Kräfte ihn wieder gesprengt haben. Ebenso häufig ist das Auftreten eines Schlackenkegels im Innern eines größeren Kraters. Dies sind Formen, die nur zeitlich getrennt, also zu zwei verschiedenen Phasen der Eruption entstehen konnten. Diese Verhältnisse werden noch verwickelter dadurch, daß die Schlackenkegel der zentralen Spaltenteile sehr oft nachträglich Einbrüche aufweisen, infolge deren große Teile der Kraterumwallungen in die Tiefe rutschten, öfters in einer oder in mehreren parallelen Stufen, deren Ränder dem Spaltenrande parallel sein können, meist aber im Sinne der Kraterwand gekrümmt sind. Solche geraden Bruchränder, im Sinne der Spalte laufend, dürfen jedoch nicht mit eigentlichen Verwerfungen verwechselt werden, wie wir sie noch kennen lernen werden. Sie können einer solchen unter Umständen sehr ähnlich sehen, besonders wenn zwar beiderseitige Abrutschungen, aber zu verschiedener Höhe stattgefunden haben. Als Hauptmerkmal bleibt, daß diese Art von Störungen nur innerhalb der Spalte auftreten und auf einzelne Krater und Kraterkomplexe beschränkt bleiben. Ueberhaupt habe ich solche geraden Abbruchslinien nicht häufig und dann fast nur an zusammengesetzten Kratern gefunden, die eng durcheinander gewachsen, sich in der Ausbildung ihrer Formen behindert hatten und so mehr oder weniger regelmäßige Schlackenwälle über der Spalte bildeten. An wohlausgebildeten Einzelkratern fand ich diese Linien fast stets schön bogenförmig gekrümmt, wobei sie sich der Form der Kraterumwallung anschlossen. Derlei Gebilde haben dafür oft große Aehnlichkeit mit ineinander geschachtelten Explosionskratern, sind auch oft nur sehr schwer von ihnen zu unterscheiden. Ein solches Bild zeigt die beigegebene Photographie (Taf. V [XV], Fig. 10).

Der große Krater ist an einer Seite offen; er ist langgestreckt, in der Mitte von der Spalte durchlaufen, sein Boden ist von Lava bedeckt.

Am verwickeltsten sind diese Verhältnisse im zentralen Teil der Spalte, in der Zone der stärksten eruptiven Tätigkeit. Dort fällt besonders ein Vulkangebilde auf. Es ist nämlich ein in seiner Erscheinungsform wesentlich vom allgemeinen Charakter der anderen Krater abweichender Explosionskessel, ein Gebilde, das seiner Größe und Gestalt nach einem Explosionsgraben sehr nahesteht. Es ist eine grabenartige, steilwandige Einsenkung, mit geraden hohen Rändern, im Norden und Süden von schätzungsweise 150 m Länge und 30 m Breite an der Basis. Die nach innen steilen, nach außen sehr flachen Wände kontrastieren, ebenso wie auch der Kraterboden schon durch ihre Farbe von den übrigen Spaltengebilden.

Sie sind schwarz, nicht wie gewöhnlich von großen Schlacken bedeckt, sondern von kleinen Lapillis. Unter dieser Decke sehen nach innen an mehreren Stellen braune Tuffe hervor, die ich unbedingt für anstehend halte. Die Abnormität dieses Gebildes ergibt sich auch aus der auffallenden Böschung. Nach innen ist dieselbe wesentlich steiler, als es bei den anderen Lockerschlackenkegeln üblich ist, nach außen dagegen wesentlich flacher, so daß der äußere Hang eine auffallende Länge hat. Der unter den Lapillis hervorragende Tuff war ziemlich fein, eine grobe Schichtung war stellenweise sichtbar. Trotzdem sie zu Messungen nirgends geeignet war, hatte ich doch deutlich den Eindruck, daß es sich um eine beiderseits von der Spalte wegfallende Scholle des Untergrundes handelte. An den von Lapillis freien Teilen der Wände sind kantige Stücke alter Lava, wie wir sie schon von den Tuffrücken der angrenzenden Höhen beschrieben haben, häufig. Es sei vorweg bemerkt, daß wir ein ganz ähnliches Gebilde auch an der Stelle stärkster eruptiver Tätigkeit im nordöstlichen Spaltenteile wiederfinden werden. Das Profil hier ist ungefähr dasselbe, wie das dort der Beschreibung beigegebene (Profil Fig. 7, p. 79). **Es handelt sich danach um eine durch vulkanische Kräfte emporgewölbte Scholle des Untergrundes,** das so entstandene Gebilde ist somit einem Erhebungskrater im Sinne Leopold v. Buchs nicht unähnlich [1]).

Bei der Begehung dieses Teiles der Spalte suchte ich vergeblich den auf Hellands Karte mit No. 7 bezeichneten Schlackenkegel, dessen Inneres einen kleinen Kratersee beherbergen soll. Ich konnte zwar den auf der Karte verzeichneten Kegel nicht sicher mit einem Gebilde auf der Spalte identifizieren, da ich aber sämtliche Krater in der Nähe begangen habe, ohne den See zu finden, darf ich als sicher annehmen, daß ein solcher zur Zeit meiner Anwesenheit nicht existierte.

Zu den hier schon besprochenen zentralen Teilen der Spalte gehören vor allem auch vier große Vulkane (auf der Sapperschen Karte w, x, y, z), die zweifellos die bedeutendsten Gebilde der südwestlichen Vulkanreihe sind. Nach meinen Beobachtungen sind die Umrisse all dieser Vulkane von so gleichartiger Beschaffenheit und frischer Form, daß ich ihre Entstehung vor 1783 für unwahrscheinlich halte. Es sei auch ausdrücklich bemerkt, daß ich vom Beginn der Spalte an bis zu dieser Stelle keine Spur gefunden habe, die auf ältere Bildungen, und somit auf ein längeres Bestehen der Spalte hinweisen würden. Erst im Anschluß an diese Vulkane erscheinen einige kleinere, die deutlich die Kennzeichen starker Zerstörung an sich tragen; ihre Konturen sind nicht mehr so scharf, wie die der Kratergebilde von 1783. Sie scheinen auch vielfach von neuen Schlacken überdeckt und gehören jedenfalls älteren Ausbrüchen an. Für letzteres spricht auch die Tatsache sehr entschieden, daß die Kraterchen nicht der Reihe nach über der Spalte auftreten, sondern, im Gegensatz zu den jungen Gebilden der Spalte, eine Kratergruppe bilden, in der allerdings die Spaltenrichtung zum Ausdruck kommt.

Das nördliche Ende des zentralen Spaltenteils bildet ein flacher Palagonitrücken, der quer über die Spalte streicht, und jenseits dessen der Berg Laki emporragt. Am westlichen Fuß dieses Rückens hören nämlich plötzlich die großen Lockerschlackengebilde auf, und zwar ist deren letztes Glied ein ca. 40 m hoher, wohlerhaltener Doppelvulkan. Die Wände beider ineinander geschachtelter Krater sind in der Richtung der Spalte gegen Südwesten durchbrochen, und bedeutende Lavamassen fanden hier ihren Abfluß. Im Innern des Kraters sind zahlreiche konzentrische Abbrüche.

Sapper erwähnt von diesem Vulkan die Möglichkeit, daß er älter ist, als 1783. Ich halte es jedoch vornehmlich deswegen für unwahrscheinlich, weil der innere Krater durch die von ihm gelieferte Lava nachweisbar im Jahre 1783 entstanden ist, sich aber von der äußeren Kraterumwallung in nichts unterscheidet. Dasselbe Material setzt ihn zusammen, die Böschung ist keinesfalls flacher als bei den

1) H. Reck, Ueber Erhebungskratere. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. No. 4. p. 292 ff.

anderen Kegeln aus der gleichen Zeit. Er hat vollkommen den Habitus aller anderen großen Schlackenkegel des zentralen Spaltenteils.

Jedoch zeigte sich ein bedeutender Altersunterschied zu einigen Schlackengebilden, einige hundert Meter im Südwesten. Dort ist die neue Vulkanreihe durch mehrere Explosionkrater vertreten; außerhalb dieser Reihe treten jedoch alte, teils zerstörte, teils verschüttete Kraterreste hervor. Wie die schon früher beschriebene ältere Kratergruppe, unterscheiden sie sich hauptsächlich durch flachere Böschung von den jüngeren Eruptionsgebilden. Wegen dieses Unterschiedes kann man sie nicht einer früheren Phase derselben Eruption zuschreiben, denn auf die lange ursprüngliche Erhaltungsfähigkeit von Schlackenkratern habe ich schon hingewiesen, sondern muß sie einer älteren Eruption zuschreiben. Hinsichtlich des Eruptionsmaterials unterscheiden sie sich nicht von den jüngeren Ausbrüchen.

Diese am Fuß eines mit Schlacken bedeckten Palagonithügels gelegenen Krater, sowie die erwähnte ähnliche Gruppe von alten Kratern noch weiter im Südwesten sind die einzigen deutlichen Spuren älterer eruptiver Tätigkeit, die ich südlich von Laki bei der Spalte entdecken konnte. Zwischen beiden etwa 1 km voneinander entfernten Gruppen liegen meiner Ansicht nach nur jungvulkanische Bildungen. Die Länge der ganzen südlichen Spaltenhälfte beträgt jedoch mindestens 10 km. Die geschilderten Verhältnisse brachten mich schon bei der Untersuchung dieses Spaltenteils zu der Ansicht, daß die Vulkanspalte vor 1783 keinesfalls in der heutigen Größe bestanden hat. Ob sie überhaupt als Vulkanreihe schon vorhanden war, ist nicht mehr zu beweisen, erscheint mir aber, nach den wenigen in der Richtung der Spalte gelegenen Kratergruppen zu urteilen, als nicht sehr wahrscheinlich. Immerhin läßt das Vorhandensein solcher Krater in einer Linie schließen, daß sie gemeinschaftlich auf einer Schwächelinie sitzen, die vielleicht aber erst 1783 in dieser Form zum Ausdruck kam. Daß in der Richtung der heutigen Kraterreihe mit nur geringer Ablenkung eine ältere (tektonische?) Bruchlinie liegt, läßt sich am Berge Laki als sehr wahrscheinlich erkennen. Möglicherweise ist die Bildung derselben bei der älteren Anlage der Vulkanspalte durch plutonische Kräfte verursacht worden, die nicht zur Oberfläche durchdringen konnten. Ich werde bei der Besprechung des Berges Laki hierauf noch einzugehen haben.

Auf der äußeren Nordabdachung des erwähnten letzten großen Doppelvulkans der zentralen Spaltenteile ziehen sich Schweißschlackengebilde hinauf. Diese sind also unzweifelhaft jünger als der Vulkan. Das gleiche läßt sich von einigen schon etwas weiter südlich gelegenen Schweißschlackenkegelchen sagen, die alle jünger sind, als die Lockerschlackenkegel, deren Gehänge sie anschneiden. Mit der Bildung der Schweißschlackengebilde setzt hernach eine neue Phase ein, die einen wenig explosiven Charakter haben mußte, da sie den Bau der von ihr angeschnittenen Krater nirgends störte, was bei starken Explosionen zu erwarten gewesen wäre. Gegen explosive Vorgänge spricht dann auch vor allem die Natur der Schweißschlackengebilde selbst, die aus nicht hoch und nicht weit ausgeschleuderten Fetzen noch zähflüssigen Magmas gebildet wurden. Man gewinnt bei der Betrachtung dieser Gebilde, die nur in vereinzelten Fällen Ströme von einiger Bedeutung ergossen haben, den Eindruck, daß die Lava fast alle Energie verbrauchte, um die größeren Hindernisse zu überwinden, die ihr einerseits durch den Palagonitrücken geboten wurden, anderseits dadurch entstanden, daß das Magma zu größerer Höhe aufsteigen mußte, um zum Ueberfließen zu gelangen, als in den bisher beschriebenen Kratern. Die Kraterböden derselben liegen nämlich sämtlich in Höhen

zwischen 560 und 620 m, während die Schweißschlackengebilde der Umgegend des Berges Laki sämtlich zwischen 630 und 700 m Höhe liegen, an der Bergwand selbst sogar zu Höhen von 780 m emporsteigen. Die Schweißschlackengebilde selbst brauche ich nicht mehr zu beschreiben, da SAPPER das bereits getan. Sehr schön sind sie auf der Taf. VI [XVI], Fig. 12 zu sehen.

Nur einer eng mit diesen Schweißschlackengebilden verwandten Erscheinung möchte ich Erwähnung tun. Es sind dies die von SAPPER so genannten „primären Hornitos". Ein besonders lehrreiches Beispiel dieser Art fiel mir in der Nähe der südlichen älteren Kratergruppe auf. Der Hornito machte den Eindruck eines mächtigen Baumstrunkes mit weit verzweigten Wurzeln. Letzteres ist es, das ihn nennenswert erscheinen läßt, und das seine nahe Verwandtschaft zu gewöhnlichen Schweißschlackengebilden besonders schön beleuchtet. Der Hornito ist etwas über 2 m hoch, mit einer rundlichen, oberen Oeffnung versehen. Sein Inneres ist hohl. Die Wände nicht sehr dick, glasiert, teils glatt, teils mit schönen Lavatropfen behangen. Der Boden ist mit vulkanischer Asche bedeckt, aber deutlich führen zwei Rohre in die Tiefe weiter. An seinem ziemlich breiten Sockel entspringen mehrere nach allen Seiten divergierende Lavaröhren. Ihre Decke ist zum Teil eingebrochen, zum Teil zeigt sie sehr schöne in der Richtung des Lavaflusses konvex gekrümmte Runzeln. Die Röhren, die stets leer sind, erreichen bis zu 10 m Länge, bei einer Breite von durchschnittlich 50 cm und einer Höhe von ca. 30 cm. Gegen das Ende zu verflachen sie sich allmählich. Die Wandstärke schwankt zwischen 3 und 10 cm. Die Flußkanäle schmiegen sich in ihren Krümmungen der Lavaoberfläche an und bekunden so ihr Entstehen am Schluß der Eruptionen der Spalte. Bemerkenswert ist, daß die Stoßkraft der fließenden Lava in den Flußröhren besonders klar und deutlich zum Ausdruck kommt. Die in der Flußrichtung konvexen Strömungsrunzeln habe ich schon erwähnt. Bei Krümmungen ändert sich aber der sonst über einer ebenen Basis gleichmäßig gewölbte Querschnitt der Rohre ganz erheblich, indem nämlich die Wand an der inneren Seite der Biegung an Dicke und Steilheit gewinnt, während die äußere sich verflacht und nach außen gezogen wird. Solche primäre Hornitos sind nicht selten und treten mit Vorliebe mit anderen Schweißschlackengebilden vergesellschaftet auf, von denen sie überhaupt nur eine spezielle Form darstellen.

Ihrem Auftreten nach müssen jedoch die Schweißschlackengebilde in zwei Gruppen zerlegt werden. Einmal treten sie als wallartige Umsäumungen enger Spaltenrisse auf; sie erwecken also den Eindruck, daß sie infolge der letzten Kraftäußerung eines eben bis zur Oberfläche emporgedrungenen Magmas entstanden sind, das weder die Kraft hatte, eigentliche Krater zu bilden, noch auch einfach über die Spaltenränder überzufließen, weshalb Eruptionspunkte größerer Ströme fehlen, und auch die kleineren oft nur undeutliche Kraterbildungen darstellen. (Vgl. Taf. VI [XVI], Fig. 12.) Diese Art von Schweißschlackengebilden ist auf die nächste Umgebung des Berges Laki beschränkt und tritt sonst nirgends auf der Spalte auf.

Schweißschlackengebilde können aber auch unter gänzlich anderen Bedingungen entstehen, nämlich überall da, wo ein gasarmes Magma mit breiter Fläche zutage stand, sei es in der klaffenden Spalte selbst oder in Lavaseen im Innern der Krater. Schweißschlackengebilde dieser Art sind ja in gewissem Sinne auch die Kraterringe der Schildvulkane, nur daß es sich dort nicht um schlackige Auswürfe, sondern um kompakte Lavafetzen handelte. Diese Bildungen sind vor allem nicht an die Spaltenränder gebunden, sie können auch regellos auf der Lavafläche auftreten und nehmen dann gern hornitoähnliche Gestalt an, während die Bildung von Schlackenwällen hier stark zurücktritt. Dafür können kegelartige Gebilde von oftmals ansehnlicher Größe entstehen, deren Zusammensetzung und Bau be-

sonders bei den höheren Bildungen allmählich zu den gewöhnlichen Lockerschlackenkegeln hinüberleitet, und zwar derart, daß sich in den wildesten Teilen der Spalte oftmals eine Trennung zwischen beiden kaum mehr durchführen läßt.

Fassen wir von den geschilderten Erscheinungen diejenigen zusammen, welche über größere Teile der Spalte hin konstant bleiben, so kommen wir zu folgendem Bild:

1) Die zentralen Teile der Spalte weisen eine größere Zahl sehr umfangreicher und hoher, oft in der Richtung der Spalte gestreckter Explosionskrater auf, die alle ein und derselben Eruption anzugehören scheinen und, der Frische ihrer Form nach zu schließen, erst im Jahre 1783 entstanden sind.

2) Mit großer Regelmäßigkeit weisen diese Vulkane gleichartige Störungen in ihrem Bau auf, indem am oberen Rande des Kraters Partieen an parallelen Bruchspalten meist gegen den Krater zu, in vereinzelten Fällen auch nach außen abgerutscht sind. Die Häufigkeit dieser Erscheinungen läßt für sie auch eine gemeinsame Ursache vermuten, und diese darf wohl in Erschütterungen des Erdbodens gesucht werden, seien es Erdbeben oder neue Explosionen.

3) Neue Explosionen sprengten jedenfalls mehrfach schon vorhandene Krater erneut aus, oder schufen zum Teil auch ganz neue Schlackenkegel, hauptsächlich gegen die Enden der Spalten zu. So erkläre ich mir die Entstehung der Reihe hoher Schlackenkegel von regelmäßigem, ungestörtem Bau im südwestlichsten Teil der Spalte, der danach jünger ist und also im Verlaufe der Eruption erst zu seiner heutigen Länge aufriß.

Sicher scheint mir jedenfalls, daß wir aus den geschilderten Teilen der Vulkanspalte deutlich zwei der historisch überlieferten Eruptionsphasen erkennen können. Die älteste, erste Phase konnte ich nicht mehr einwandfrei nachweisen, möglich, daß die Anlage der großen zentralen Vulkane dieser Periode angehört.

Die nächste Phase der Eruption mag sich leicht mit der historischen Ruhepause des Vulkanausbruches decken, da sie ohne großartige äußere Erscheinungen sich abgewickelt zu haben scheint. Sie fällt im wesentlichen in die Zeit nach den Eruptionen der südwestlichen Spalte, jedoch vor die Paroxysmen der nordöstlichen Spaltenteile. Es ist die Phase der Bildung der Schweißschlackengebilde, die wir wegen ihres engen Zusammenhanges mit dem Berge Laki gemeinschaftlich besprechen wollen, trotzdem sie Teile beider Spaltenhälften umfaßt.

d) Der Berg Laki und seine Umgebung.

Der Berg Laki. — Symmetrie des geologischen Baues im Westen und Osten von Laki. — Der Grabenbruch von Laki. — Die Vulkanspalte im Bergmassiv. — Desgleichen im Vorlande. — Ihr Alter. — Kleine Grabenbrüche von 1783. — Die Grabenbrüche und ihr Zusammenhang mit der Eruption.

Ich halte es für besonders wichtig, den Berg Laki in seinen Beziehungen zu seiner Umgebung zu studieren, vornehmlich weil man dann erst zur richtigen Würdigung eines Grundzuges seines Baues kommt, wodurch bedeutsames Licht auf die Vorgänge von 1783 geworfen wird.

Der Berg Laki ist, wie Sapper schon schreibt, in meridionaler Richtung gestreckt und in seiner Längsachse ungefähr senkrecht zur Richtung der Spalte gestellt. Nach Südwesten, Süden und Osten fällt er mäßig steil zu der Lavaebene ab, aus der er sich erhebt. Die Höhe des Berges ist plateauartig und besteht aus Palagonit. Der vulkanische Grus, der nach der Eruption den Berg schwarz

färbte, ist bis auf ganz geringe Spuren vom Winde entführt. Das Plateau ist 845 m hoch, steht also ungefähr 200 m über dem Fuß des Berges. Es setzt sich nach Norden in der Höhe von ca. 760 m fort und fällt schließlich mäßig steil gegen ein Tal im Westen ab, das 1783 mit Lava erfüllt wurde, um sich jenseits wieder zu Palagonithügeln zu erheben, die fast am ganzen Nordsaum der bisher beschriebenen Spalte entlang ziehen. Aber nicht nur im Berge Laki selbst überschreitet der Palagonit, frei an der Oberfläche anstehend, die Vulkanspalte nach Süden, sondern auch in seinem westlichen und östlichen Vorlande, beide Male freilich nur in flachen Zungen, die dann zum Teil von Lava überflutet wurden und heute als Inseln emporragen. Wir finden je eine ziemlich große solche Insel im Westen und Osten von Laki. Den westlichen Tuffrücken, der schon früher erwähnt wurde, zeigt Taf. VI [XVI], Fig. 12 deutlich. Wir begegnen hier das erstemal einer auffallenden Symmetrie, die sich nach Osten und Westen in den Beziehungen des Ausbruches zum Berge Laki kennzeichnet. Die Spaltenteile, die im Bereiche dieser flachen Tuffrücken liegen, stellen die nach beiden Seiten ebenfalls gleichartig entwickelte Zone der Schweißschlackengebilde dar, von der aus nur ganz vereinzelte Ausläufer auf geringe Entfernung in die entlegeneren Spaltenteile hinübergreifen.

Wenn wir berücksichtigen, daß ehedem der Palagonituntergrund viel mehr hervortrat, und daß im Süden der südwestlichen Spaltenhälfte ein Tal gewesen ist, so kommen wir zu der Auffassung, daß der Berg Laki, in innigem Zusammenhang mit den anderen Palagonitbergen, das vorspringende Ende eines Tuffmassivs war, das nach Norden zu noch bedeutende Ausdehnung hat. Jetzt ist es durch einen schmalen Lavaarm davon getrennt. Seine Zugehörigkeit zu dem Massiv verrät sich auch in der vollkommenen Gleichartigkeit der Oberfläche. Das höher wie auch das tiefer gelegene Plateau von Laki zeigen, dieselbe steinige Oberfläche. Der nördliche Teil des Berges hat auch flache Talmulden, wie sie nur durch lange dauernde Erosion geschaffen werden können. Alle Konturen dieser Palagonitlandschaft sind weich und gerundet und völlig gleichartig mit den anschließenden Höhen der Úlfarsdalsskér im Norden und Westen. Nur eine Stelle macht hiervon eine Ausnahme, und das ist die Linie, an der die vulkanische Spalte den Berg durchsetzt.

Der Berg Laki zerfällt, wie angedeutet, scharf in zwei Teile. Man sieht diese Zweiteilung deutlich auf allen in Betracht kommenden Photographien. Bei Fig. 13, Taf. VII [XVII], sieht man im Hintergrunde der östlichen Vulkanreihe besonders klar die beiden Absätze des Berges, seinen hochgelegenen und seinen tiefgelegenen Teil. Diese beiden Plateaus sind getrennt durch eine Schlucht, die von steilen Bruchwänden begrenzt ist. Die Höhendifferenz der beiden Talwände beträgt im Maximum ca. 90 m. Sie ist nicht überall gleich hoch, am Eingang von Westen stellt sogar ein steiler Grat eine Art Verbindung her (Fig. 11, Taf. VI [XVI]).

Sapper hat nur das höher gelegene Plateau untersucht, das tiefere muß infolge des damals herrschenden Nebels seiner Aufmerksamkeit entgangen sein. Er konstatierte auf ersterem eine Reihe von klaffenden Spalten und Verwerfungen, die im allgemeinen in der Spaltenrichtung angeordnet waren und Sprunghöhen von 1—5 m aufweisen. Stets ist der Nordflügel gesenkt. Er betrachtet sie als Begleiterscheinungen der Eruption von 1783, was auch ich für sicher halte. Bei meiner Anwesenheit konnte ich auch an der südlichen Grenze des niedrigen Plateaus ganz ähnliche Verwerfungen in größerer Zahl auf die ganze Länge des Taleinschnittes hin konstatieren. Eine besonders scharf ausgeprägte lief z. B. an der den von Sapper mit A benannten Vulkänchen gegenüberliegenden Wand, die leider in der Karte nicht recht zum Ausdruck kommt, mit einer Sprunghöhe von ca. 3 m. Auch weiter im Osten, an dem der Sapperschen fraglichen Verwerfungsspalte X gegenüberliegenden Tuff-

hügel ist eine Verwerfung zu finden. Von diesen nördlichen Spalten hat Sapper nur die westlichsten gesehen und in seiner Karte mit VII, VIII und VIIIa eingetragen. Für alle ist charakteristisch, daß ihr Nordflügel höher liegt, als ihr Südflügel. Damit kennzeichnet sich der ganze Taleinschnitt als Grabenbruch.

Die Verwerfungen des Jahres 1783 zeichnen sich durch die Schärfe ihrer Ränder und die Frische ihrer Wände aus. Ferner hat sich ihre Sprunghöhe in ziemlich engen, niederen Grenzen gehalten. Ganz verschieden davon sind die hohen Bruchwände des Taleinschnittes, die zwar auch noch sehr jung zu sein scheinen, wie aus der großen Steilheit und Frische der doch verhältnismäßig weichen Palagonittuffwände hervorgeht, aber trotzdem stecken sie schon in hohen Schuttanhäufungen, die sich als steile Halden an ihrem Fuß emporziehen. Daß diese Schuttgehänge mindestens zum Teil schon vor 1783 bestanden, beweist schlagend der Umstand, daß sie kleinen Lavabächen, die aus einigen hochgelegenen Eruptionspunkten kamen, als Unterlage dienten. Damit ist bewiesen, daß der im großen und ganzen in der Richtung der Spalte gelegene, etwas nach Norden verschobene Grabenbruch schon vor dieser Eruption des Jahres 1783 existiert hat, und zwar im wesentlichen in seiner heutigen Gestalt, die nur durch die bereits geschilderten neuen Verwerfungen vom Jahre 1783 etwas modifiziert wurde. Vielleicht hängt die Bildung dieses Grabenbruches mit der aus dem 10. Jahrhundert erwähnten Eruption von Laki zusammen. Doch habe ich für eine genauere Zeitbestimmung keinerlei Anhaltspunkte finden können. Jedenfalls wurde aber damals am Berge Laki selbst kein vulkanisches Material zutage gefördert. Möglicherweise dagegen weiter im Norden und Osten, vor dem Rande des niedrigen Plateaus, wo sich aus den Lavafeldern mehrere Vulkänchen erheben, die deutlich Spuren eines höheren Alters an sich tragen, auch von der jungen Lava umflossen sind. Die rundliche Insel, die Sapper im Osten von Laki einzeichnet, ist einer dieser alten Schlackenvulkane.

Nachdem ich das Vorhandensein einer älteren Störungslinie im Berge Laki nachgewiesen habe, erscheint es leicht erklärlich, warum die Vulkanspalte gegen sie hin dem massiven südlichen Plateau von Laki auswich. Dadurch bleibt jedoch der Eindruck unvermindert bestehen, daß der Berg Laki in der geraden Verbindungslinie der Spaltenteile der vulkanischen Kraft einen größeren Widerstand leistete, als durch das Ausbiegen nach Norden verursacht wurde. So gewann auch ich schon bei meiner Anwesenheit in Laki, ohne Sappers Schlüsse zu kennen, die Ueberzeugung, daß dieser Berg der Eruption ein unüberwindliches Hindernis war, was weder auf eine besonders große Kraft, noch auf einen sehr tiefen Sitz des Magmas hinweist. Diese Auffassung verstärkte sich durch Beobachtungen über die Art und Weise, wie das Magma den entgegenstehenden Widerstand nach mehrwöchentlicher Arbeit überwand. Nicht etwa, indem es sich, wie wir dies bei der gewaltsamen Eruption der Eldgjá gesehen haben, durch gewaltige Explosionen Bahn schaffte, sondern indem sich das Magma langsam zu den Eruptionspunkten durchfraß, um dort schließlich eben noch an die Oberfläche zu gelangen.

Genau das gleiche Bild bieten die westlichen und östlichen Vorhügel von Laki, über welche die Spalte läuft, die dort ihre Reihen so verschieden geformter Schweißschlackengebilde aufgebaut hat (vgl. Taf. VI [XVI], Fig. 12). Die klaffende Spalte selbst ist dort überall deutlich zu sehen, während sie im Berge Laki selbst nur stellenweise offen zutage liegt. Möglich, daß sie dort streckenweise überhaupt nicht aufgerissen ist, aber vielfach dürfte sie auch nachträglich wieder durch das Schuttmaterial der Palagonitbruchwände verdeckt worden sein. Lava hat sich an verschiedenen Stellen ergossen, und diese

reihenweise hintereinander gelegenen Eruptionspunkte sind die Stellen, an denen sich das Vorhandensein der vulkanischen Spalte im Berge erkennen läßt.

Ihr Verlauf verdient besondere Erwähnung. Nachdem die Spalte mit ihren Schweißschlackengebilden den westlichen Vorhügel geraden Laufs durchsetzt hat, zieht sie ebenso gerade die Hänge des Berges Laki empor, erreicht jedoch keine große Höhe, sondern verschwindet bald im Berg. Auf ihr stehen auch noch am Berghang eine Reihe meist miteinander verwachsener Schweißschlackenkegel. Suchen wir die Fortsetzung der Spalte, so müssen wir nach Norden gehen. Dort tritt am Nordabhang des Plateaus in den Schutthalden eine Reihe eng aneinander liegender Eruptionspunkte auf, die der Hauptspaltenrichtung nicht genau parallel gehen, sondern etwas nach Norden ausbiegen. Kleine Lavabäche stürzten von ihnen gegen das Tal zu herab, ohne jedoch den Fuß erreichen zu können (vgl. Taf. VI [XVI], Fig. 11). Auf dem anderen östlichen Berghang treffen wir völlig analoge Verhältnisse an. Wiederum eine Reihe von Eruptionspunkten an der nördlichen Bergwand, die, eng aneinander gelegen, diesmal ein mehr östliches Streichen haben, also nach Ueberwindung der höchsten Teile des Berges Laki das Zurückdrehen der Vulkanreihe in die alte Spaltenrichtung andeuten. Hier ist ein wesentlich größerer Lavastrom zum Ausfluß gekommen, der infolge einer alten, flachen Talmulde seinen Abfluß nach Norden fand. Die Eruptionspunkte sind entsprechend größer, stellen aber auch Schweißschlackengebilde dar, wenn auch loses Material nicht ganz fehlt, und liegen etwa 30 m tiefer als die zuvor beschriebenen. Weiter im Osten setzt dann der nordöstliche Teil der Spalte ein, dessen Anfang eine der westlichen etwa gleich lange Reihe von Schweißschlackengebilden bildet, die Sapper ebenfalls beschrieben hat. Das östliche Ende der Schweißschlackengebilde liegt jenseits einer abermals der westlichen sehr ähnlichen, flachen Palagonittuffinsel, die ehedem mit Laki und dem übrigen Tuffmassiv zusammenhing. Jenseits der die Insel umströmenden Lava finden wir am Beginn der eigentlichen nordöstlichen Vulkanreihe noch einige Schweißschlackenkegel, dann hören sie auf. An diese letzten Schweißschlackengebilde schließen sich wiederum größere Explosionskrater an, deren Lockerschlackenwände jedoch im Gegensatz zu den Verhältnissen an der südwestlichen Spalte von den Schweißschlackengebilden nicht angeschnitten wurden. Diese Tatsache brachte mich, gerade wegen der vollkommenen Symmetrie sämtlicher anderer Erscheinungen östlich und westlich der Spalte, zu dem Schluß, daß diese Lockerschlackenkegel jüngeren Alters sind, als die Schweißschlackengebilde. Streng beweisen läßt sich dies natürlich hieraus nicht. Aber der Eindruck wurde durch den Umstand verstärkt, daß wir sicher verbürgte Nachrichten dafür haben, daß der nordöstliche Teil der Spalte zuletzt entstanden ist. Infolge dessen sehe ich hier das Einsetzen einer neuen Phase der Eruption, während mich die ganz auffallende Gleichartigkeit sämtlicher vulkanischer Gebilde im Osten und Westen von Laki, sowohl was die Lage als die Art des Aussehens und Auftretens betrifft, dazu bestimmt, auch ihre gleichzeitige Entstehung anzunehmen. Und ich glaube, diese Phase auch aus den Quellwerken der Geschichte herauslesen zu können, die dort als eine Phase der Ruhe des Vulkans sich zu erkennen gibt, weil aus der Ferne diese Eruptionstätigkeit natürlich nur geringes Aufsehen erregen konnte. Die Zeit der langsamen Ueberwindung des Lakihindernisses dürfte daher in den Monat Juli fallen und schließlich mit dem gewaltsamen Aufreißen der Nordostspalte geendet haben.

Bei der Betrachtung der Lage der Kraterchen vom Berge Laki ist noch ein Punkt von Bedeutung. Die Spalte läuft im südwestlichen Vorlande desselben bereits in einem jungen Grabenbruch, ebenso folgt sie einem schon in älterer Zeit angelegten Grabenbruch durch den Berg, und schließlich

tritt sie auch an der Ostseite wieder in einem Grabenbruch auf; denn auch ich halte die Sappersche Linie X ganz analog seiner IX für eine Verwerfungslinie. Eine solche findet sich auch, wie bereits erwähnt, an den gegenüberliegenden Palagonithügeln, und ist ihr südlicher Flügel eingesunken, während es bei X der nördliche war. Wie Sapper schon im Osten konstatierte, ist der Einbruch älter als die an dieser Stelle aus den Schweißschlackengebilden ausgetretene Lava. Das gleiche trifft für den westlichen Teil zu, soweit ich dies feststellen konnte. Sapper glaubt nun zwar, daß derartig kleine Einbrüche unmöglich die große Eruption hätten hervorrufen können, daß sie aber die Gesamteruption vielleicht gewissermaßen ausgelöst haben könnten. Mir scheint eine andere Möglichkeit noch näher zu liegen. Die Einbrüche könnten doch auch nach den ersten Phasen der Eruption, also nach den explosiven Bildungen der südwestlichen Spalte entstanden sein, und vielleicht die Ursache der Ausquetschung eines Teiles des Magmas in höherem Niveau sein, als der Boden der Spalte im übrigen Verlauf gelegen ist. Sie wären danach die direkte Veranlassung zur Bildung der Schweißschlackengebilde gewesen. Dafür spricht vor allem die enge Vergesellschaftung der Verwerfungen mit den Schweißschlackengebilden, die nur gemeinschaftlich auftreten und auf die Umgebung des Berges Laki beschränkt sind. Nach der Sapperschen Erklärung dagegen wären die Eruptionspunkte, deren Tätigkeit durch die Einbrüche hervorgerufen wurde, größtenteils örtlich von diesen getrennt. Die Einbrüche selbst sind unverhältnismäßig gering im Verhältnis zu den Lavamassen, die im Osten und Westen von Laki der Spalte entströmten. Deshalb sind sie auch keinesfalls als ursprünglicher Grund für die Eruption aufzufassen. Weit günstiger jedoch gestaltet sich dies Verhältnis, wenn wir die Einbrüche mit der Masse des durch die Schweißschlackengebilde ergossenen Materials vergleichen und in genetischen Zusammenhang bringen.

Innerhalb des Grabenbruches verlaufen nun die Eruptionspunkte nicht ganz gleichartig. Sie treten auf der offenen Spalte im Westen etwa in der Mitte des Grabenbruches auf, das gleiche ist im Osten der Fall. Am Berghang von Laki jedoch finden wir sie an den Hang der Südwand des alten Grabens geklebt. Während sie also im Vorlande in der Mitte des Grabens und in der

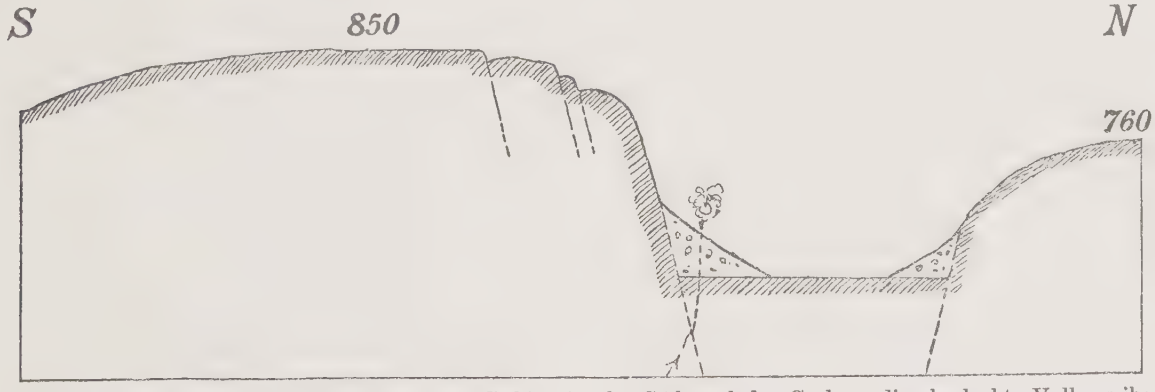

Fig. 6. Schematisches Profil durch den Berg Laki. An der Südwand des Grabens die abgelenkte Vulkanreihe.

allgemeinen Spaltenrichtung ungestört verlaufen, zeigen sie hier nicht nur eine Ablenkung, sondern sie zeigen zugleich, daß diese Ablenkung auf ein Minimum beschränkt wurde, indem die Eruptionspunkte aus der Mitte gegen den der Vulkanspaltenrichtung näher liegenden Südrand des Grabens rückten (vgl. Fig. 6).

Diese Verhältnisse weisen klar darauf hin, daß die vulkanische Kraft der Eruption zwar

den Widerstand der niedrigen Palagonitrücken im Osten und Westen überwinden konnte, nicht aber das fast 200 m höhere Massiv des Berges Laki selbst.

e) Die nordöstliche Kraterreihe.

Phasen der Eruption. — Die Vulkanreihe. — Erhebungskraterähnliche Explosionsgräben. — Der Lavasee. — Rückfluß von Magma. — Aeltere Kratergruppen. — Die Zone der größten Massenergüsse. — Die nordöstliche Schlackenkegelreihe. — Ueberblick.

Den Anfang dieser Reihe, die, von Schweißschlackengebilden umsäumt, sich vom Fuße des Laki nach Nordosten zieht, habe ich als erste Phase der diesseitigen Spaltenbildung, wegen ihres engen zeitlichen und genetischen Zusammenhanges mit den anderen Schweißschlackengebilden des Berges Laki, bereits dort erwähnt. Mit dem Aufhören dieser Gebilde treten wir sofort in das Gebiet wilder, mächtiger Lavaströme und großer, vielfach zerstörter Schlackenkrater ein. Wir befinden uns sofort in einer Zone stärkster eruptiver Tätigkeit, bei der sich wiederum mehrere Phasen des Ausbruches erkennen lassen. Die Gebilde der letzten und jüngsten Phase der Eruption stellen sich aber so gewaltig dar, daß es unmöglich ist, hier eine scharfe Trennung zwischen den Bildungen der sich folgenden Ausbruchsperioden durchzuführen, da die älter erscheinenden Gebilde der Spalte ebensowohl einer älteren Phase des Ausbruches angehören können, als auch den älteren Stadien der letzten gewaltsamen Ausbruchsreihe, die dann im Laufe ihrer Fortbildung auch ihre eigenen Produkte zum Teil wieder zerstört hat. Aeltere Bildungen geben sich zumeist wieder im Vorhandensein ineinander geschachtelter Krater zu erkennen, aber die jüngsten Ergüsse haben dieselben in ein mit keinem Teil der südwestlichen Spaltenreihe vergleichbares Choas aufgelöst, so daß diese letzte, heftigste Eruptionsphase, neben der Phase der Schweißschlackenbildungen, allein deutlich zum Ausdruck kommt und Bau und Bild dieser Spaltenhälfte beherrscht. Ich wage daher keines der Spaltengebilde bestimmt den unmittelbar nach der Spaltenbildung folgenden Ausbrüchen im Anfang des August zuzuschreiben, obgleich zweifellos manche der halbzerstörten Schlackenkrater hierher gehören würden.

Gleich zu Beginn des hier in Frage kommenden Spaltenteiles treffen wir auf mehrere große Schlackenkegel, die zusammengesetzt sind, zumeist auch große Lavamassen ergossen haben. Die äußeren Krater weisen wiederum zahlreiche Abrutschungen an konzentrischen parallelen Sprüngen auf; mehrfach vertreten sind kleine Zentralschlackenkegel in der äußeren Kratersenke. Weiterhin gegen Nordosten gelangt man zu einer Reihe von 5 stark ineinander verschmolzenen Kratern, die mit ihren längsgestreckten, nur wenig gekrümmten Schlackenwällen den Charakter der weit klaffenden Vulkanspalte bereits deutlich erkennen lassen und sich auch nach Nordosten zu in einen ausgesprochenen Explosionsgraben fortsetzen, der jedoch durch einen mitten in der Spalte sitzenden älteren Schlackenkegel von den genannten verwachsenen, aber immerhin noch deutlich erkennbaren Kratern getrennt ist. Der Boden des Explosionsgrabens ist mit einem großen Lavasee erfüllt, dem Lava nicht nur von unten zuströmte, sondern auch von Osten aus den genannten Kratern und von Westen, wo jenseits eines kleinen trennenden Grates der Explosionsgraben sich wiederum als Lavasee fortsetzt. Diese Stelle ist eine der interessantesten der ganzen Spalte.

Was zunächst die Umgebung der Spalte betrifft, so sei gesagt, daß die ganze Vulkanreihe nordöstlich von Laki mitten in einem durchweg ebenen weiten Lavameer steht, das sie sich selbst geschaffen hat. Palagonithügel treten erst am Ostende der Spalte wieder an die Schlackenkrater heran, und zwar von Süden. Die unmittelbare Umgebung der Spalte besteht zumeist aus mächtigen Ansammlungen roter, brauner und dunkel gefärbter Schlacken von ansehnlicher Größe. In größerer Entfernung pflegt Lava unter

ihnen hervorzutreten. Ich konnte daher den Palagonituntergrund nicht beobachten, den SAPPER allenthalben zu beiden Seiten der Spalte eingezeichnet hat. Vielmehr konnte ich denselben nur an einer Stelle sehen, und diese war äußerlich durch ihr auffallendes Aussehen gekennzeichnet. Diese Stelle liegt bei dem schon erwähnten Lavasee und ähnelt auffallend der beschriebenen entsprechenden Stelle im Eruptionszentrum der südwestlichen Spaltenreihe. Das Gebilde habe ich dort schon als ein an BUCHS Erhebungskrater Erinnerndes bezeichnet (Fig 7).

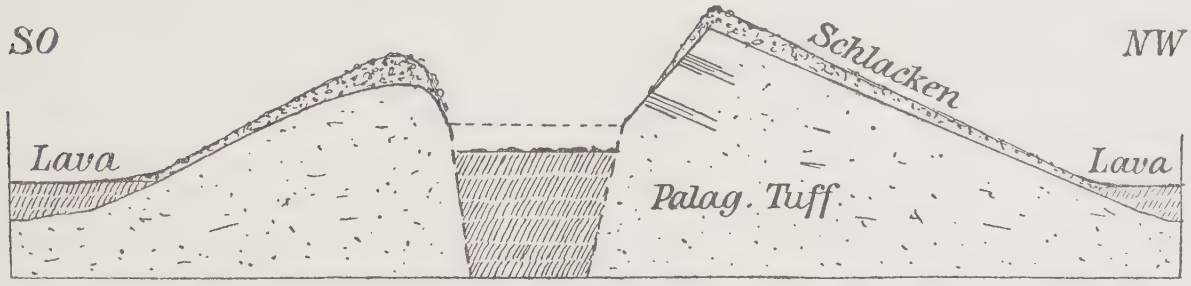

Fig. 7. Schematisches Profil durch den Explosionsgraben ähnlichen Erhebungskrater der nordöstlichen Spaltenreihe.

An der südlichen Spaltenwand zeigte der Tuff keinerlei Schichtung und tauchte als flacher Rücken stellenweise unter Schlacken und schwarzen, kleinen Lapillis auf. Am Spaltenrand war er am höchsten, man sah dort auch Stücke alten basaltischen Gesteins herumliegen, die jedenfalls aus ihm stammten. Gegen das Lavafeld zu fiel er langsam und gleichmäßig ab. An der Nordwand dagegen erhebt sich eine Scholle, die schon durch ihren Böschungswinkel sich scharf von allen anderen Gebilden der Spalte abhebt und mit ihrem äußeren Hang weit in das Lavafeld hineingreift. (Vgl. Taf. VII [XVII], Fig. 13.) Die Böschung nach außen ist gering, sie steigt zu etwa 20 m größerer Höhe hinan, als die Südwand des Grabens. Die ganze Scholle ist mit schwarzen kleinen, sehr porösen Lapillis übersät, auch am inneren Gehänge, das sehr steil gegen den Lavasee in der Spalte abfällt. Wiederum tritt an mehreren Stellen auf größere Strecken hin eine Schichtung auf, deren Lage mich zu der Ueberzeugung gelangen ließ, daß es sich auch hier, wie im Südwesten von Laki, um eine emporgehobene Scholle des Untergrundes handelt.

Von besonderem Interesse ist auch der Lavasee selbst. Seine Dimensionen nach Länge und Breite sind etwa 300 : 400 m. Das Niveau des Lavasees muß schon zu Zeiten der Eruption tiefer gelegen sein, als der Boden der benachbarten Krater; denn es floß ihm oberflächlich Lava zu. Der See scheint keine Lava ergossen zu haben. Nach Osten zu ist er von einem anderen gleichartigen Lavasee durch einen flachen, schlackenbedeckten Rücken geschieden. Auch aus diesem östlichen See floß ihm in deutlich nach Westen geneigten Strömungsröhren Lava zu. Die Oberfläche des Lavasees ist verhältnismäßig ruhig. Sein Niveau stand jedoch sicher früher 10 m höher als heute, wie die überall in dieser Höhe gelegenen Lavastandsmarken bekunden. Von dem oberen Bruchrand fallen die Wände senkrecht ab, vielfach Höhlenbildungen anschneidend, die teilweise sehr ansehnliche Dimensionen erreichen. Der Einbruch hat also erst stattgefunden, als die Abkühlung schon ziemlich weit fortgeschritten war, wie wir mit Notwendigkeit aus dem Vorhandensein und der Erhaltung der genannten Hohlformen schließen müssen.

Es entsteht nun die Frage: Wo ist das Magma hingekommen? Für eine einigermaßen sichere Beantwortung dieser Frage liegen gerade hier die Verhältnisse besonders günstig. Man hat versucht,

die Bildung von Lavahöhlen stets durch den Abfluß des Magmas nach einem anderen Punkte der Lavadecke zu erklären. Man hat alle großen Einbrüche entsprechend gedeutet. In diesem Falle ist diese Erklärungsweise völlig unzulässig, da der See überhaupt keinen Abfluß gehabt hat, wenigstens sicher nicht dann, als die etwa 10 m über dem heutigen Niveau gelegene Lavastandsmarke zur Ausbildung kam. Dieselbe ist besonders leicht deshalb zu erkennen, weil der Böschungswinkel des Abbruches deutlich von dem der Umgebung verschieden ist, und dann, weil sie größtenteils an der Grenze gegen das alte Tuffmaterial auftritt, von dem sie sich besonders scharf abhebt. In der Spaltenrichtung dagegen ist der Abbruch deutlich deshalb als letztes Ereignis zu erkennen, weil seine Wände, die scharf hervortreten, auch die Lavakanäle angeschnitten haben, die dem See Magma zuführten.

Im Westen stand dort am Ende des Sees ein kleiner doppelter Schlackenkrater, an dessen Fuß die Lava sich teilte, um in 2 Armen sich in den See zu ergießen. Der Schlackenkegel muß also älter sein. Er ist auch durch die Bildung des Einbruchs stark mitgenommen. Im Osten des Sees steht ein kompakter Schlackenkegel, der vielleicht in seinem Kern aus Palagonit besteht, quer über der Spalte. Auf der Oberfläche dieses Riegels sind einzelne Lavabäche geflossen, mit deutlicher Neigung gegen den See zu. Da die Röhren leer, vielfach auch zusammengestürzt sind, muß das Magma auch tatsächlich dorthin abgeflossen sein. Da die steilen Palagonitwände im Süden und im Norden der Spalte keine Spur von Lava aufweisen, kann der See keinerlei oberflächlichen Abfluß gehabt haben; es muß folglich das ihm zuströmende Magma in der Tiefe resorbiert worden sein.

Man könnte einwenden, ob sich nicht die Einbrüche durch die Kontraktion des Magmas beim Erstarren erklären ließen. Auch dies muß verneint werden. So häufig solche Einbrüche bei Strömen sind, so haben sie doch dort zumeist ihre Entstehung nicht allein der Kontraktion, sondern zu einem guten Teil auch dem Abfluß von Magma zu verdanken. Auch erreichen diese Kontraktionseinbrüche — auf Island wenigstens — niemals solche Dimensionen. Bei Lavaseen sind Einbrüche überhaupt nicht immer zu konstatieren, oder bleiben meist in sehr bescheidenen Grenzen, wie die zahlreichen Krater von Laki selbst beweisen. Wenn die Kontraktion allein der Grund für die Bildung dieses großen Einbruches gewesen wäre, so müßten analoge Einbrüche in sämtlichen abflußlosen Kraterseen der Spalte zu erwarten sein. Das trifft keineswegs zu, vielmehr beschränken sich gerade die bedeutendsten Einbrüche auf solche Krater, die der Lava einen Abfluß gestattet haben. Besonders bei den östlichen großen Schlackenkratern von Laki, die ich noch zu erwähnen haben werde, habe ich an den engen Ausflußöffnungen Lavastandsdifferenzen bis zu ca. 6 m konstatiert. Einbrüche von einer Sprunghöhe, wie die hier in Frage stehende, habe ich aber nirgends beobachten können, außer in dem sich nach Osten direkt anschließenden, gleichartigen Lavasee. Ein geringer Teil des Einbruches mag durch die Kontraktion des Magmas entstanden sein, der weitaus größere Teil jedoch, sowie die großen Hohlraumbildungen müssen notwendig einer anderen Ursache zugesprochen — und diese kann nur in einem Abfluß des Magmas nach unten gesucht werden. Ich glaube, daß dieser Lavasee ein einwandfreies Beispiel dafür darstellt, daß die theoretisch denkbare Möglichkeit eines Rückflusses emporgestiegenen Magmas in die Tiefe auch in der Natur tatsächlich verwirklicht ist. Solche Fälle sind meines Wissens in einwandfreier Weise bis jetzt noch nicht festgestellt worden, weshalb ja auch bereits das Vorkommen eines solchen Rückflusses in Abrede gestellt wurde. v. Knebel[1]) hat schon die Aufmerksamkeit auf solche Rückflußerscheinungen gelenkt, so besonders auch im Gebiet des Myvatn, doch scheinen sie dort zweifelhaft zu sein.

1) v. Knebel, Globus. 1905.

An die südliche Palagonitwand des Lavasees schließen sich gegen Süden zu einige Krater an, die mir jedoch infolge ihrer flacheren Böschung und wohlgerundeten Formen einen älteren Eindruck machten, als die Gebilde von 1783. Verstärkt wurde meine Ansicht noch, als ich nur unweit nach Nordosten an der Südwand des folgenden Lavasees abermals eine Kratergruppe fand, die nur Schlacken geliefert hat. Auch diese Kraterchen haben im allgemeinen weichere Formen, als die Gebilde von 1783, und setzen sich nach Süden zu ins Lavafeld mit einer Anzahl von gleichartigen Kegeln fort, die in keinerlei gesetzmäßiger Anordnung zur Spalte zu stehen scheinen. Schon die Kleinheit und regelmäßige ungestörte Form dieser Gebilde, sowie ihre Lage und ihr flacher Böschungswinkel ließen mich vermuten, daß hier eine größere Kratergruppe bereits vor 1783 gestanden hat; daß diese Vulkane ältere sind, deutet auch der Umstand an, daß sie allseitig von Lava umflossen sind, daß sie ferner den Lauf der Laven von 1783 gehemmt und so zu einer Reihe von Bildungen Anlaß gegeben haben, die ich unter den Erscheinungen des Lavafeldes noch besonders zu erwähnen haben werde.

Möglicherweise sind auch diese Kratergruppen gleichalterig mit den älteren Gebilden der südwestlichen Spaltenhälfte. Es handelt sich jedenfalls wiederum um eine Kratergruppe, die etwas außerhalb der heutigen Vulkanreihe liegt, und in der keine regelmäßige Anordnung der einzelnen Kraterchen hervortritt. Wir sind einzelnen älteren Kraterchen auch schon im Norden vom Berge Laki weit außerhalb der Spalte begegnet. Helland gibt auf seiner Karte auch die äußersten Krater im Nordosten der Spalte als älterer Entstehung an (?). Diese Vorkommen verraten nun in keiner Weise das Vorhandensein einer älteren Spalte, wogegen besonders ihr gruppenweises Auftreten in größeren Abständen spricht; dagegen liegen sie alle in der ungefähren Richtung der Vulkanreihe von 1783, so daß ich hier abermals zu dem Schluß kam, daß dieser Ausbruch nur auf einer bereits angelegten Schwächelinie stattfand, die Spalte selbst aber an der Oberfläche vorher nicht existierte. Die älteren Eruptionen mögen vielleicht im 10. Jahrhundert stattgefunden haben, ziemlich gleichzeitig mit dem gewaltigen Ausbruch der Eldgjá, so daß die Annahme irgendwelcher genetischer Beziehungen zwischen diesen beiden mächtigen Vulkanreihen nicht von der Hand zu weisen ist, denn die genannten Kratergruppen von Laki liegen ja in einer der Eldgjá parallelen Linie, deren Anfang nur wenige Kilometer nach Süden vom Endpunkt der Eldgjá verschoben ist.

Merkwürdig ist an diesen Kraterchen, daß sich gerade an ihnen die einzigen Spuren junger Solfatarentätigkeit finden, die sonst überall auf der Spalte heute verwischt sind, obwohl wir sichere Kunde über ihr einstiges reichliches Vorhandensein nach dem Ausbruch haben.

Leider hat die Sappersche Karte an dem beschriebenen Lavasee ihr Ende. Deshalb gebe ich hier noch in großen Zügen die Beschreibung der folgenden Spaltenteile bis zu ihrem nordöstlichen Ende. Sappers Einsturzbecken X und Z stehen bereits jenseits jener Schlackenschwelle, die das Ostufer des beschriebenen Lavasees bildete. Sie bilden den großen Einbruchskessel des nunmehr folgenden Lavasees, der ziemlich genau die gleichen Dimensionen und Erscheinungen aufweist, wie der südwestlich davor gelegene. Aus ihm erhebt sich ein vulkanartiges Gebilde, das ich jedoch für eine von der Eruption gespaltene Scholle des Untergrundes halte, was jedoch nicht sicher festgestellt ist, da ich den Kegel nicht bestiegen habe. Jedenfalls scheint er sehr fest gebaut zu sein, da er nicht nur von der Vulkanspalte mittendurch geschnitten, sondern auch von der Nordwand der Spalte, mit der er früher zusammengehangen hatte, losgerissen wurde. Oberflächlich ist er dicht mit Schlacken belegt. Er steht bereits in dem Einbruch, nicht mehr auf dem Schlackenriegel im Westen. Die Nordgrenze des Lavasees bildet noch Palagonit, im Süden schließt sich die schon erwähnte Kratergruppe an. Damit haben die Spalten-

gebilde, deren Aehnlichkeit mit Explosionsgräben und Erhebungskratern ich schon hervorgehoben habe, ihr Ende, und nachdem sich ihnen noch einzelne, meist mittelgroße Schlackenkegel nach Nordosten angeschlossen, treten wir in ein kilometerlanges Gebiet der wildesten Lavaergüsse. Die Spalte als solche kommt hier gar nicht mehr zum Ausdruck, sie ist völlig von den aus ihr emporgequollenen Lavamassen überschwemmt, die nach Norden wie auch nach Süden freien Abfluß hatten. Die Schlackenbildung und damit auch die Kraterbildung treten in diesem Teil der Spalte stark zurück. Die älteren, größeren Krater, die fast alle mächtige Lavaströme ergossen haben, sind meist stark zerstört und kontrastieren merkwürdig zu den jüngeren, kleinen Vulkankegeln, die erst nach diesen phänomenalen Ergüssen gebildet wurden und eine sehr wohlerhaltene Gestalt zeigen (vgl. Taf. VI [XVI], Fig. 11). Immerhin ist die Spalte, wenn auch nirgends sichtbar, so doch stets durch solche Krater angedeutet. An dieser Stelle hat ein einfaches Ueberlaufen des Magmas über die Spaltenränder stattgefunden. Die Eruptionsspalte ist auch nicht durch nachträgliche Einbrüche bezeichnet, solche kommen wohl zahlreich, aber nur lokal und in geringem Maße vor.

Die Verhältnisse der Spalteneruption sind in diesem Teil der Spalte am kompliziertesten und verworrensten. Nirgends wurden die älteren Schlackenkegel stärker zerstört, als hier. Ihre Wände sind meist mehrfach durchbrochen und in Trümmern als große, zusammenhängende Schlackenschollen entführt worden. So entstanden breite Breschen in vielen Vulkankegeln, von denen manche bis über die Hälfte zerstört sind. An dieser Stelle fand ich einzelne solche Schlackenschollen, die, wie Eisberge im Meer, auf der Lava umherschwammen, weit außerhalb des Spaltenbereichs mitten im Lavafeld. Sie haben durchschnittlich Kantenlängen von 4—6 m und eine etwas geringere Dicke. Daher ragen sie, entsprechend der Lage ihres Schwerpunktes, wie kleine Plateaus aus dem Lavameer empor. Die glühende Lavaunterlage, die sie umklammert hielt, scheint die Schlacken selbst nur wenig verändert zu haben.

Nach mühseligem Marsch über die wilde Blocklava erreicht man nach Nordosten zu endlich wieder eine lange Reihe großer, zusammenhängender Schlackenkrater. Es sind bei weitem die bedeutendsten der gesamten Spalte. Sie bestehen aus großen Schlackenfetzen und -fladen, von denen einzelne miteinander verschmolzen sind und so zusammenhängende Stücke bilden, die oft bis zu 1 Ztr. Gewicht haben. Die ersten dieser Schlackenkegel, die an der Grenze der Stelle des stärksten Massenausflusses liegen, habe ich wegen ihrer starken Zerstörung schon erwähnt. Weiter nach Osten zu schließen sie sich eng aneinander, so daß überhaupt keine Zwischenräume mehr zwischen den einzelnen Kratern bestehen. Stellenweise sind sie so eng aneinandergereiht und verwachsen, daß ihre Kraterform gar nicht mehr zum Ausdruck kommt, vielmehr nur durch leicht gekrümmte Seitenwände angedeutet wird, während die Spalte als klaffender Riß bis zu Tiefen von 30 m die Schlackenmassen durchschneidet (vgl. Taf. VI [XVI], Fig. 12).

Die Begehung dieser Krater ist ungemein mühsam und zeitraubend, so daß es mir nicht gelang, bis zum letzten vorzudringen. Jenseits meines östlichsten Punktes zählte ich noch ca. 10 große Schlackenkrater, an die von Süden her Palagonithöhenzüge herantraten. Dort scheint, soweit ich es erkennen konnte, die Spalte ihr Ende zu haben, schätzungsweise 3 km vom Eisrande des großen Vatna Jökull entfernt. Gerade in der Verlängerung der Spalte taucht aus dem Eis ein dunkler, flacher Rücken empor, der weit in die Eisfläche hinein sichtbar bleibt. Schwarze Moränenzüge laufen von beiden Seiten in großen Bogen auf ihn zu. Thoroddsen gibt an, der Hügel bestehe aus Palagonit. Ich konnte das nicht feststellen, da die Entfernung noch zu groß war.

Soweit ich kam, sind aus all den mächtigen Schlackenkratern, deren Vorhandensein wieder eine stärkere explosive Betätigung des Magmas verrät, gewaltige Lavaströme gekommen, die sich teils nord-, teils südwärts wandten, mit Vorliebe jedoch nach Süden. Weiter nach Nordosten schien mir jedoch die Eruption fester Ströme rasch nachzulassen. In den von mir besuchten Kratern, deren östlichsten ich mit einer großen Steinpyramide verzierte, war die Lava zur Zeit des Ausflusses bedeutend höher gestanden, als heute. Es sind an den Kraterwänden, besonders an den Ausflußöffnungen, Lavastandsmarken mit 5—6 m Höhendifferenz häufig, die wohl durch die Stauung der in allzu großen Massen aus dem Kraterinnern nachdrängenden Lava verursacht wurden (vgl. Taf. VII [XVII], Fig. 13).

Die Ausflußöffnungen der Krater sind oft für mehrere gemeinschaftlich, so daß die Ströme von 3—4 eng miteinander verwachsenen Kratern manchmal gemeinsam an ein oder zwei Stellen ihre Lava aufs Vorland ausschütteten. Die Durchbruchsstellen der Lava durch die Kraterwände liegen mit Vorliebe an der südwestlichen oder nordöstlichen Seite der Krater, also in der Richtung der Spalte. Die Schlackenkegel selbst lassen durchweg wohlgebildete, runde Einzelformen vermissen, dagegen finden wir vielfach Abbrüche und Zerstückelungen von Kraterteilen, die Zeugnis davon ablegen, daß auch nach Aufschüttung der Schlackenmassen und dem Erguß der Ströme noch einzelne gewaltsame Störungen vorkamen. Das lose Material erreicht hier Quantitäten, wie sonst nirgends auf der Spalte, und umgibt sie stellenweise in wallartigen Mauern von 30—40 Höhe, mit steilem Gefälle nach innen und flacherem nach außen.

Alle Erscheinungen der Spalte weisen darauf hin, daß in ihren nordöstlichen Teilen die vulkanischen Kräfte zur höchsten Entfaltung kamen. Ganz im Nordosten sind die größten Lockermassen, auf der zuvor beschriebenen Strecke die größten Lavaströme zutage getreten. Es bleibt jedoch bemerkenswert, daß die einzelnen Gebilde der Spalte durchaus nicht regellos durcheinander gewürfelt auftreten. Betrachten wir in großen Zügen das Bild der nordöstlichen Spaltenhälfte, so finden wir, im Südwesten beginnend, zunächst die Zone der Schweißschlackengebilde, dann kommen wir in das Gebiet stets gewaltiger werdender Massenergüsse. Je weiter wir uns dessen Zentrum nähern, desto mehr nehmen die Lockerschlackenkegel ab; wir finden dafür ein explosionsgrabenartiges Gebilde eingeschaltet. Mit der größeren Seltenheit der explosiven Vorgänge scheint daher ihre Konzentrierung zu größerer Heftigkeit Hand in Hand zu gehen. Jenseits der größten Masseneruptionen setzen dann wieder Schlackenkegel ein, bei denen in der Richtung gegen Nordosten das lose Material stets an Menge gewinnt gegenüber dem mehr und mehr zurücktretenden Erguß fester Ströme.

Wie sich beim Ueberblick über die Spaltenhälften gemeinsame Erscheinungen ergeben, so finden wir auch bei der Betrachtung der gesamten Spalte charakteristische Eigentümlichkeiten, die sich bei den meisten Vulkanspalten in ähnlicher Weise wiederholen, und auf die ich in den vorangehenden Beschreibungen von Vulkanreihen jeweils schon aufmerksam gemacht habe.

Die Eruption von Laki zeigt uns, daß dieselbe auf einer tektonisch oder vulkanisch vorgezeichneten Linie stattfand. Die Massen, die bei der Eruption geliefert wurden, sind gewaltig, die Lavaströme sollen etwa das vierfache Volumen der ausgespieenen losen Produkte haben. Was das Auftreten dieser Massen betrifft, so tritt deutlich hervor, **daß die Schlackenmassen vornehmlich an den Punkten auftreten, an denen der Erguß von Magma zurücktritt. Der Massenerguß steht örtlich gewisser-**

maßen im umgekehrten Verhältnis zum Schlackenerguß. **Die Lockermaterialien treten vornehmlich an den beiderseitigen Enden der Spalte auf; die Zone der Massenergüsse beansprucht bei weitem den größeren Teil der Spalte, das Zentrum mit den Hauptergüssen liegt zumeist in den mittleren Particen, falls nicht oberflächliche Hindernisse die Verhältnisse verschieben.** So ist bei Laki die Zone der Massenergüsse durch ein Berghindernis mit einer Zone von Schweißschlackengebilden unterbrochen. Dadurch kam es zur Bildung zweier Eruptionszentra: im Südwesten und im Nordosten des Berges. Im zentralen Gebiet der Hauptergüsse scheinen Explosionen seltener, aber dann um so heftiger aufzutreten. Ihre gewaltigsten Erzeugnisse liegen in der Bildung von erhebungskraterähnlichen, nach Art der Explosionsgräben langgestreckten Bildungen.

Laki bietet uns ferner ein schönes Beispiel dafür, daß Spalteneruptionen sich über lange Zeiträume erstrecken können, und daß die einzelnen Spaltenteile, was die Zeit ihrer Entstehung betrifft, durchaus nicht einheitliche Bildungen sind. So kann man gerade bei Laki nicht nur aus den historischen Ueberlieferungen, sondern auch aus den Gebilden der Spalte selbst deutlich verschiedene Phasen der Eruption erkennen. Bei Laki waren die vulkanischen Kräfte sehr verschieden verteilt. Während sie erst im Südwesten wirkten, griffen sie im Laufe der Eruption weit nach Nordosten vor, um dort zur größten und stärksten Entfaltung zu gelangen, als sie im Südwesten schon längst wieder zur Ruhe gekommen waren.

Eine theoretisch sehr leicht anzunehmende Erwägung, daß nämlich die Spalte auch nach ihrer Bildung in der Breite, wie vor allem auch in der Längenausdehnung, infolge der expansiven Kräfte der im Magma eingeschlossenen Gase, sich zu vergrößern bestrebt sein werde, habe ich in mehreren Fällen auch in der Natur bewahrheitet gefunden; so habe ich solche Erscheinungen vor allem für die südwestlichen Teile von Laki ausführlich erwähnt — ob sie auch für das Nordost-Ende der Spalte gelten, muß nach dem heutigen Stande unseres Wissens vorläufig dahingestellt bleiben.

Ich glaube damit die wesentlichsten Punkte geschildert zu haben, die nicht sowohl für die eingehend untersuchte Lakispalte gültig sind, sondern sich auch — mit natürlich vielfachen lokalen Modifikationen — auf andere Spalteneruptionen übertragen lassen; und ich glaube, daß es für künftige Expeditionen die lohnendste Aufgabe sein wird, weitere solche allgemeine Vergleichspunkte von mehr als lokaler Gültigkeit zu suchen und zu finden, da wir dadurch wohl am ersten einen tieferen Einblick in den Mechanismus der noch so wenig erforschten Spalteneruptionen erlangen können.

f) Das Lavafeld.

Das Lavameer des südlichen Vorlandes. — Das Flußsystem der Skaptá in der Lava. — Ein Beispiel aus Zentralisland. — Strömungsbögen im Lavafeld. — Das richtungslose Lavameer an der Lakispalte. — Einzelströme. — Ihr Charakter. — Lavapfropfen. — Sappers Ansicht. — Lage und Auftreten der Lavapfropfen. — Ihre Entstehung.

Die Eruption von Laki schuf meines Wissens die größte aller auf Erden bekannten Lavamassen, die seit historischer Zeit durch einen einzigen Ausbruch geliefert wurde. Wenn es auch unmöglich ist, eine einigermaßen genaue Berechnung des Volumens dieser Lavamasse anzustellen, so geben doch die interessanten Versuche dieser Art, die Helland und Thoroddsen unternommen haben, einen Begriff darüber, welch kolossale Massen auf jeden Fall in Betracht kommen. So berechnet Helland das Volumen des 1783 von Laki gelieferten Materials auf 27 000 Mill. cbm, während es Thoroddsen auf mindestens 15 320 Mill. cbm veranschlagt, wovon 3 000 Mill. cbm auf Lockermassen entfallen. Die weit-

gehende Differenz zwischen den Angaben beruht hauptsächlich auf der nicht nachzuweisenden Mächtigkeit der Lavaschicht. Helland erwähnt, daß die Lava Klüfte bis zu 600 Fuß Tiefe ausgefüllt habe. Jedenfalls mußte die Lava erst sämtliche Unebenheiten des von ihr bedeckten Areals von 565 qkm aufgefüllt haben, ehe sie sich als einheitliche Decke in ihren jetzigen Dimensionen entwickeln konnte. Beim Ritt entlang den Stromrändern ist eine Höhe der Lava von 10 m eine durchaus normale Erscheinung. Ich selbst habe nur den westlichen Stromarm fast bis zu seinem Ende nahe am Meer verfolgt. Er hat eine Gesamtlänge von ca. 60 km. Die Eruptionspunkte liegen zwischen 540 und 585 m Höhe, das Stromende fast in der Höhe des Meeresspiegels. Danach berechnet sich das durchschnittliche Gefälle des Stromes zu $^1/_2{}^0$. Der östliche Stromarm dagegen hat bei einer Länge von nur 35 km eine Neigung von durchschnittlich $1{}^0$. (Helland.) Weitaus die meiste Lava floß nach Süden. Nur im Nordosten von Laki drangen gewaltige Massen auch nach Norden vor, deren Grenze noch unbekannt ist.

Mein Ritt führte mich von Asar hinüber zu den Bergen bei Skál. Ich passierte also gerade die breiteste Stelle des westlichen Stromes. Die Lava ist fast durchweg wilde Blocklava, viel wilder, als sie es in der Nähe der Ausbruchsstelle ist. Die einzelnen Blöcke sind mit zahllosen Spitzchen und Zacken, Löchern und Röhren versehen, die durch das allmähliche Entweichen der Gase beim Erstarren hervorgerufen wurden. Stellenweise sind sie mit Flechten bewachsen. Einbrüche in der Lava gehören zu den gewöhnlichsten Erscheinungen. Man hat beim Ritt genau den Eindruck eines in heftigster Bewegung plötzlich versteinerten Meeres. In endlos gleichförmiger Folge wechseln Wellental und Wellenberg.

Die oberflächlichen Erosionswirkungen des fließenden Wassers sind auf Lavaflächen bekanntlich fast ausgeschaltet, da alle Niederschläge sofort in die Tiefe versinken. Hier jedoch konnte sich auf lange Strecken ein oberflächliches Flußsystem auf der Lava erhalten, ein seltener Fall, der deshalb mit einigen Worten hier gewürdigt sein möge.

Die Lava von 1783 verschüttete zunächst das Flußbett des zwischen ansehnlichen Palagonithöhen laufenden mächtigen Gletscherflusses Skaptá. Bis heute hat sich dieselbe jedoch kein tiefes Bett in die Lava zu schneiden vermocht, sondern sie fließt in zahlreichen, oft bis zu 20 zählenden Armen, die selten über 2 m tief sind, auf der Lavaoberfläche; da, wo das Lavafeld sich über das südliche Flachland ausbreitet, ist sein Gefälle ganz minimal. Ebenso dasjenige des Flusses, der nicht mit Kraft in das Lavafeld hineinstößt, sondern sich mit unsicherer Richtung in zahlreiche Arme auflöst, die im allgemeinen quer zur Richtung des Lavastromes abzuströmen sich bemühen und sich am Rande der Lava wieder zu je einem stark strömenden Arm in der Richtung des Lavastromes vereinigen. Dies ist der Charakter der merkwürdigen Zweiteilung der Skaptá, in einen westlichen, nach Süden strömenden, und einen östlichen, nach Osten fließenden Arm. Die Zersplitterung der Flußarme mag auch durch lokale leichte Bodenanschwellungen, hinter denen sich ehemals schon Wasser zu kleinen Seeen aufgestaut hatte, begünstigt worden sein. Die beiden Hauptarme sind so wasserreich, daß sie im Lavafelde nur sehr wenig Wasser verloren zu haben scheinen, was anscheinend mit sonstigen Erfahrungen im Widerspruch steht.

Ich habe mich bemüht, eine Erklärung für diese Erscheinung zu suchen, und glaube sie in der Natur dieser Flüsse als Gletscherflüsse gefunden zu haben. Als solche führen sie stets viel feinen Schlamm mit sich, der zunächst während ihres Laufes in den Ritzen, Löchern und Höhlen des Flußbettes und der Seitenwände sich ansammeln und sie verstopfen wird, so daß dem Wasser der Abfluß in Höhlen und Gänge eines tieferen Niveaus sehr rasch unmöglich gemacht wird. **Die Gletscherflüsse zementieren sich also gewissermaßen bei geringem Gefälle ein flaches, undurchlässiges Bett auf durchlässiger Unterlage aus.** Ich halte es daher für sehr wahrscheinlich, daß

das Skaptáwasser mit den tieferen Lagen der Lava gar nicht in Berührung kommt. Die eben angeführte Erklärungsweise beruht jedoch nicht etwa nur auf theoretischen Erwägungen, sondern auch auf anderweitigen Beobachtungen, die ich nur so erklären kann. Ein einwandfreies, schlagendes Beispiel dieser Art habe ich an einem anderen Orte Zentralislands, am Ostrande des Ódáđahraun, gefunden, das seiner Bedeutung halber hier kurz erwähnt sei.

Am Lavarande des Ódáđahraun entspringen zahlreiche kristallklare, starke Quellen. Bei Herdubreiđarlindir treffen wir das Ende der Lava in Gestalt einer ca. 12 m hohen Wand. An ihrem Fuße liegen mächtige Quellen, die in Nischen unter dem Fuß der Wand aus dem Sandboden austreten. Es ist ihnen nur ein ganz schmaler Saum zum Ursprung gewährt, weil hart daneben ein milchig-trüber Arm der Jökulsá i Axarfirđi der Lava entlang strömt. Dieser Arm war zur Zeit meiner Anwesenheit etwa 1 m tief und ca. 25 m breit. Jenseits desselben war wieder ebener Sandboden, der sich bis zu den nächsten Armen des Gletscherflusses, der hier eine weite flache Ebene durchströmt, ausdehnt. Und abermals entsprangen in zahlreichen bis zu 1 m tiefen Einschnitten kristallklare, mächtige Quellen, die die Unebenheiten der Fläche bis zu annähernd gleichem Niveau mit dem Gletscherflußarm erfüllten. Obwohl auf beiden Seiten diese Quellen oft nur 1—2 m vom Gletscherfluß entfernt waren, zeigten sie nirgends die geringste Spur von Verunreinigung.

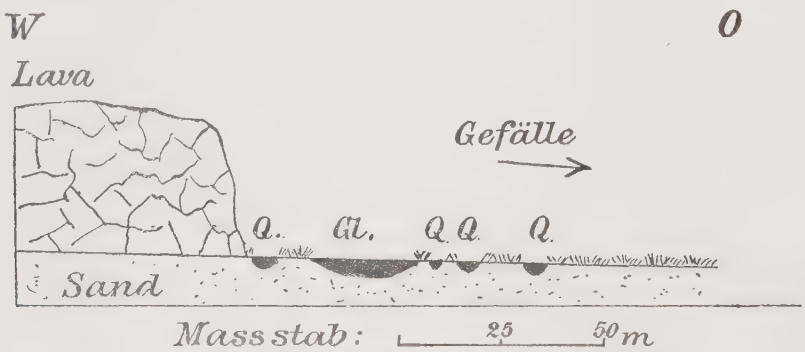

Fig. 8. Schematisches Profil vom Ostrand des Ódáđahraun.
Q Quellen. *Gl* Gletscherfluß.

Ich halte dies Beispiel für einen schlagenden Beweis, daß jede Kommunikation des Gletscherwassers mit den angrenzenden Partieen des an sich sehr durchlässigen Bodens unterbunden ist, und kann den Grund hierfür nur in einer Auszementierung des Flußbettes mit Gletscherschlamm erkennen (vgl. Fig. 8).

Die Verstopfung der Hohlräume in der Lava halte ich auch für den Grund des Ausbiegens der Flüsse gegen die Ränder des Lavastromes zu. Denn das Wasser, das mit ganz schwacher Strömungsenergie im Lavafeld sich vorwärtsschiebt, wird zunächst die in seinem Lauf stehenden Löcher und Höhlen mit Schlamm erfüllen und so verstopfen. Der Fluß wird daher leicht zu einem seitlichen Ausbiegen gezwungen sein. So entstehen Wasserfäden, die, ohne ein sicheres Bett zu haben, über die Lavafläche bald hierhin, bald dorthin pendeln, die aber im allgemeinen schräg zu der Richtung, die sie bei stärkerer Strömung innegehabt, abfließen. Entsprechend diesem Verhalten finden wir in der Region der Flußteilungen zahlreiche trockene Sandflecke, flache Sandbänke und zugefüllte Vertiefungen auf der Lavaoberfläche, die zum Teil auch schon mit Gras bewachsen sind, kleine Tümpel einschließen können und jedenfalls das Vorwärtskommen sehr erleichtern.

Den besten Ueberblick über das Lavafeld gewann ich von den steilen Palagonithöhen bei der Farm Holt aus.

Man konnte von der Lavamasse, die hart am Fuße dieser Hügel vorbeigebrandet war, und sich weit und breit über das flache Vorland dehnte, nicht mehr von einem Lavafluß sprechen. Es ist ein ausgesprochenes Lavameer, dessen Grenzen ich von einem ca. 100 m hohen Standpunkt aus trotz der klaren Luft kaum zu unterscheiden vermochte (vgl. Taf. VII [XVII], Fig. 14). Es ist von keiner Erhöhung unterbrochen und hat eine deutlich ausgeprägte, einheitliche Strömungsrichtung, während andere Lavameere richtungslos sind, wie etwa das viel größere Lavameer des Ódáđahraun, aus dem einzelne der Vulkanberge, die zu seinem Aufbau beitrugen, hervorragen. Es mag besonders für vergleichende Studien an den gewaltigen Basaltdecken früherer Zeitperioden gelegentlich von Wichtigkeit sein, daß wir hier ein Lavameer vor uns haben, das nur aus einem wenige hundert Meter breiten Lavafluß sich entwickelt hat, und dessen Eruptionsstelle ca. 30 km weit nach Norden in den Bergen liegt. Analog können auch z. B. in tertiärer Zeit manche der Basaltdecken, deren Wurzel wir nicht kennen, von Gängen stammen, die weit von ihnen abgelegen sind und uns ohne jede Verbindung mit ihnen erscheinen.

Ich habe bei der Beschreibung eines Lavastromes der Hekla schon erwähnt, daß die Strömungserscheinungen der Lava auf geneigtem Gelände sehr verschieden sind von denen auf nahezu horizontaler Fläche, wie dies bei Laki der Fall ist. Während dort langgestreckte, hohle, in der Richtung des Lavaflusses gelegene Strömungsröhren auftreten, vermissen wir diese hier vollständig. Dafür finden wir hoch aufgeworfene, große Bögen, aus zusammenhängender Lava und Lavablöcken aufgebaut, auf der Oberfläche der Lava. Diese Strömungsbögen laufen quer zur Richtung des Stromes und sind in der Stromrichtung ziemlich stark konvex gekrümmt. Oft schließt sich Bogen an Bogen in breiter Reihe, doch treten häufig Unregelmäßigkeiten ein, hervorgerufen durch die verschiedene Fließgeschwindigkeit der Bögen und Bogenteile, die daher regellos über das Lavafeld zerstreut erscheinen. Manchmal haben sich die einzelnen Bögen in ihrer Entwickelung gestört, sind verwachsen oder durcheinander gewachsen. Sie sind typischerweise höher als der hinter ihnen gelegene Teil des Lavafeldes, dessen Oberfläche im Vergleich mit ihnen auch viel ruhiger erscheint. Der geschlossene Bau dieser Strömungsbögen und ihr Zusammenhang mit der dahinter gelegenen, gewöhnlich allseits von anderen Strömungsbögen eingeschlossenen Lavafläche lassen deutlich erkennen, daß die Bewegungen des glühenden Lavameeres hier ebensowenig einheitliche waren, wie der Fluß der Lava auf steilerem Grunde. Es muß sich hier um schubweises Vorstoßen der Lava handeln, hervorgerufen durch stets erneut nachdrängende Wellen von der Zuflußstelle her. Jede dieser Wellen ist scharf begrenzt und verkörpert einen in sich geschlossenen Vorgang, indem die Lava ihre letzte aktive Kraft vor dem Erstarren dadurch verbrauchte, daß aus den zentralen, rückwärts gelegene Partieen des Lavaschubs das Magma gegen die Grenzen zu und besonders gegen die Front hin abzuströmen bemüht war, und so dort Anlaß zur Bildung eines Walles gab. Form, Größe und Höhe der Stirnbögen sind sehr verschieden. Die Höhe kann recht gering sein, aber auch bis zu mehreren Metern ansteigen. Die Form ist typischerweise bogenförmig, die Schenkel des Bogens sind jedoch häufig nicht oder nur teilweise zur Ausbildung gekommen. Die Länge eines normal entwickelten Bogens ist ebenfalls sehr verschieden, eine mittlere Länge wäre etwa 50—60 m. Doch habe ich auch Längen von der dreifachen Ausdehnung beobachtet. Ein jeder dieser Bögen gibt uns vollkommen das Bild eines selbständigen kleinen Lavastromes. Die konvexe Seite zeigt deutlich, daß die Strömung in den zentralen Partieen am stärksten war, weil bei geringstem Widerstand die größte Stoßkraft herrschte, die gegen die Seiten zu stets abnahm, und so das Zurückbleiben der Schenkel des Strömungs-

bogens veranlaßte. Sehr stark modifiziert wird diese Gestalt der Strömungsbögen außer durch gegenseitige Verwachsungen besonders an den Rändern des Lavaflusses, wo durch das angrenzende Gebirge ganz besonders hohe Reibungswiderstände zu überwinden waren. Dort finden wir die Stirnen der Strömungsbögen fast stets gegen die inneren Stromteile zu verschoben, und zwar oft so stark, daß die Bögen eine fast hakenförmige Gestalt annehmen deren äußerer Schenkel unmäßig in die Länge gezogen erscheint, d. h. beim Fluß zurückgeblieben ist. Zahlreich sind hier solche eklatante Beweise für die starke Behinderung und Beeinflussung des Lavaflusses durch das angrenzende Terrain.

Während kleinere Lavamassen (z. B. Lavaströme des Vesuv) im großen ganzen eine ziemlich einheitliche Struktur der Lavaoberfläche aufweisen, ergibt sich nach den im vorangehenden mitgeteilten Beobachtungen, daß **große Ströme auf stärker geneigter Unterlage** (vergleiche die Beschreibung der Fließerscheinungen von Lavaströmen der Hekla und von Schildvulkanen!) **eine gänzlich andere Ausbildung ihrer Oberfläche haben, als solche auf flacher Unterlage, beide jedoch haben vollkommen scharf ausgebildete charakteristische, jedoch durch Uebergänge verbundene Erscheinungsformen: erstere die Strömungsröhren und Kanäle, letztere die Strömungsbögen.**

Noch eine andere Art des Lavaflusses kommt auf Island vor: die des Ergusses von Magma auf nahezu horizontaler Grundlage aus zahlreichen Eruptionspunkten. Dies führt zum Aufbau richtungsloser Lavameere, wie z. B. das Ódáđahraun eines darstellt. Diese Richtungslosigkeit besteht jedoch keineswegs immer in einem wilden Durcheinander der Lavafluten, sondern es findet sich oft lediglich keine einheitliche Richtung des Strömens. Wir treffen vielmehr in den verschiedenen Teilen des Lavafeldes die verschiedensten Strömungsrichtungen an, die jedoch lokal sehr scharf ausgeprägt sein können.

Danach lassen sich allgemein die ergossenen Lavamassen nach ihrer Fließstruktur einteilen in:

1) kleinere Ströme mit meist ziemlich einheitlicher Struktur der Oberfläche; meist mit Schlackensack (Vesuv);

2) größere Ströme auf stärker geneigtem Gelände:

a) bei Zähflüssigkeit lang aushaltende, breite und hohe Strömungsröhren (Hekla);

b) bei Dünnflüssigkeit rasch wechselnde, vielfach verzweigte, flache und niedere Strömungsröhren (Kolótta Dyngja);

3) Lavameere mit wohl ausgeprägter Strömungsrichtung, die in groß angelegten Strömungsbögen zum Ausdruck kommt (Vorland von Laki);

4) richtungslose Lavameere, in denen entweder kleine oder nur lokal wechselnde Fließrichtungen zum Ausdruck kommen, die sich dann je nach ihrer Bedeutung, entsprechend den Punkten 1 oder 3 verhalten. Die Richtungslosigkeit wird wohl meist bedingt durch die Horizontalität der Unterlage, lokal wechselnde Richtungen durch die Lage der verschiedenen Eruptionspunkte.

Alle diese Arten können natürlich durch Uebergänge verbunden sein und ineinander übergehen.

Ein solches richtungsloses Lavameer bildet auch die unmittelbare Umgebung der Lakispalte, wo die Lava, aus zahlreichen Eruptionspunkten in Strömen jeder Größe hervortretend, zunächst ein weites Tal völlig erfüllte und schließlich die ganze Umgebung der Spalte in einen glühenden See verwandelte, der zwei schmale Abflüsse in engen Talrinnen nach Süden zu fand und dort die zuvor beschriebenen Lavameere

aufbaute. Im Lavameer von Laki können höchstens am Rande oder nahe der Eruptionsreihe mehr oder minder deutliche Strömungsrichtungen unterschieden werden. Sonst liegt die ganze Oberfläche, von Blöcken und wilden Zacken bedeckt, von Kanälen und Höhlen wirr durchzogen und stellenweise auch von ruhigerer Plattenlava gebildet, als richtungsloses Meer vor uns. Wohl individualisierte Ströme finden wir außer an den Abflußstellen des Magmas nach Süden nur auf kurze Strecken an den Eruptionspunkten, bevor sich die einzelnen Ströme im allgemeinen Chaos des Lavasees verloren. Diese den einzelnen Kratern entstammenden Ergüsse können recht verschieden sein. Zum Teil sind es wilde, völlig regellose Ströme, mit Trümmern und zackigen Gesteinsstücken dicht besät, so daß sie vollkommen den Eindruck von Blockströmen machen. Zum Teil aber — wenn der Gasgehalt der Lava ein etwas geringerer war — lassen sich Formen beobachten, die in den Grundzügen stark an die aus einzelnen Lavaschüben hervorgegangenen Oberflächenerscheinungen erinnern, wie ich sie in Gestalt von rauhen Strömungsbögen, und der von ihnen eingeschlossenen Partie tiefer liegender und ruhigerer Lava, von den Strömen des südlichen Vorlandes von Laki beschrieben habe.

Strömungsröhren von verschiedenster Länge und Weite sind in der nächsten Umgebung der Spalte, wo die Lava von den höher gelegenen Kratern auf den unten liegenden Lavasee herabstürzte, äußerst häufig. Sehr vielfach ist das Dach eingestürzt, so daß wir jetzt offene Lavakanäle vor uns sehen, die sich oft auf beträchtliche Entfernungen in das Lavafeld hinein erstrecken. Besonders am Berge Laki und bei den kleinen Stromzungen, die die südwestliche Spalte nach Norden in Einschnitte der Tuffhügel sandte, findet sich eine Anzahl wohl individualisierter kleiner Ströme, die alle das gleiche Bild zeigen. Als besonders charakteristisch wähle ich die Beschreibung eines Stromes, der von den Kraterchen an der Nordwand des Berges Laki kam. Die Lava sprudelte in wildem Chaos die Gehänge herab, um unterhalb den flachen Taleinschnitt im Norden zu erfüllen. Dabei sind die zentralen Partieen des flachen Stromes ungleich tiefer, als die Randpartieen. Die mittleren Teile bestehen aus ruhiger Plattenlava, in der große, lokale Einbrüche stattgefunden haben. Dennoch bleibt das Bild ruhig, weil die Lava in große Platten zersprungen ist, die an scharfen, senkrechten Wänden in die Tiefe sanken. Oft kamen natürlich dabei auch Platten aus ihrer ursprünglichen horizontalen Lage und wurden mehr oder minder aufgerichtet. Anders dagegen verhält sich die Lava gegen die Ränder zu, wo sie sich mehr und mehr in wilde Blöcke auflöst und am seitlichen Rande schließlich nur noch aus regellos durcheinander gewürfelten, zackigen Lavatrümmern zu bestehen scheint. Dabei sind hier an Stelle der Einbrüche Aufstauungen des Materials eingetreten, die zur Anhäufung von Blockwällen auf dem Strom führten. Die Stirnen dieser Ströme lassen sich zum Vergleich mit den Strömungsbögen nur schlecht heranziehen, da sie meist durch besondere Verhältnisse beeinflußt und nicht zur natürlichen Entwickelung gekommen sind, indem sie sich entweder in dem allgemeinen Lavasee verlieren, oder aber durch aufsteigende Bergwände in ihrer Ausbildung zum Stillstand gezwungen wurden. Wie jedoch die Strömungsbögen durch Wälle von aufgestauter Blocklava ausgezeichnet sind, so haben wir diese Wälle hier wenigstens an den Seiten der Ströme deutlich entwickelt, und wie dort die stauende Kraft wahrscheinlich von dem von den Wällen eingeschlossenen niederen Teil ruhiger Lava ausging, so auch hier. Die zentralen Einbrüche der Lava, die in diesen Strömen nur durch Abfluß von Magma erklärt werden können, sind besonders auffallende und deutlich hervortretende Erscheinungen. Die Einbrüche setzen gewöhnlich am Fuß des den Strom nährenden Kraters ein und sind dort am größten und tiefsten und verringern sich allmählich mit zunehmender Entfernung vom Krater. Es handelt sich jedoch bei diesen Einstürzen nicht mehr um den Einbruch der Decke großer Lavaröhren, sondern hier können die gesamten zentralen

Partieen der Ströme an senkrechten Wänden um mehrere Meter versenkt sein, so daß es sich hier um grabenartige Einbrüche handelt, entstanden durch einen Massendefekt im Lavafeld, indem nämlich die Lava nach dem Stromende zu abströmte. Durch den seitlichen Druck der fließenden Lava einerseits, durch den entgegengesetzten Widerstand des den Strom begrenzenden Terrains andererseits, kam es zur Aufstauung seitlicher Blockwälle genau in der gleichen Weise, wie es innerhalb des großen Lavameeres im Süden zur Aufstauung der Strömungsbögen kam.

Es bleiben mir nun noch einige lokale und seltenere Erscheinungen sekundärer Natur zur Besprechung.

Der wildeste Teil des Lavafeldes liegt, wie bereits erwähnt, im Zentrum der nordöstlichen Kraterreihe. Dort ist durch Höhlen, Einstürze und grabenartige Versenkungen das Lavafeld derartig zerrissen, daß man oft zur Zurücklegung ganz geringer Entfernungen auf weiten Umwegen seinen Pfad sich suchen muß. Aus dieser Gegend habe ich auch schon die Kraterwandschollen erwähnt, die auf der Oberfläche des Stromes einfach von der Gewalt der Lava fortgeschwemmt wurden. Außerdem habe ich absichtlich einer sehr auffallenden Erscheinung noch nicht Erwähnung getan, die dort schon von von weitem den Blick auf sich lenkt, und die Sapper als erster als „Lavapilze“ beschrieben hat. Ich habe sie, meinem ersten Impuls beim Anblick derselben folgend, als „Lavapfropfen“ in meinem Tagebuch eingetragen und werde diese Bezeichnung hier beibehalten, weil sie mir die Form dieser Gebilde besser zum Ausdruck zu bringen scheint. Das Auffallende dieser turmartigen Auftreibungen in einem Strom mäßig zerrissener Lava veranlaßte mich, einige Stunden ihrer eingehenden Untersuchung zu widmen. Es sei vorweg bemerkt, daß sich dabei meiner Ansicht nach diese Gebilde nicht mit der Auffassung Sappers, der sie als eine Art Hornitos anspricht, in Einklang bringen lassen. Sapper selbst sagt ja in seiner Arbeit, daß er die Schwierigkeit seiner Erklärungsweise fühlt, und hat gleichfalls schon den Gedanken ausgesprochen, aber leider wieder verworfen, der sich für die Erklärung dieses Phänomens als sehr fruchtbar erwiesen hat, nämlich ein Vergleich mit der Felsnadel im Krater des Mont Pelé[1]).

Man sieht schon aus großer Entfernung diese turmartigen Bildungen aus dem Lavafelde emportauchen. Sie liegen etwas südlich von den beschriebenen großen, abflußlosen Lavaseen der nordöstlichen Spaltenhälfte außerhalb der Spalte, und sind auch auf der Sapperschen Karte als regellose Punkte angegeben. Sie befinden sich am Fuße einer älteren Kratergruppe, von deren Höhe aus sie sich recht gut überblicken lassen. Dabei sieht man aber zunächst, daß die Verteilung der Lavapfropfen keine ganz beliebige ist. Sie schmiegen sich offenkundig an den Fuß der alten Krater an, indem durch deren seitlichen Widerstand gegen die von Norden und Nordosten herkommende Lava wahrscheinlich die Lavapfropfen entstanden sind. Ich fasse also die Lavapfropfen als Stauungsprodukte der Lava auf. Von der Nadel des Mont Pelé unterscheiden sie sich vornehmlich dadurch, daß sie sekundäre Gebilde sind. Auf ihre Entstehungweise deuten verschiedene Faktoren hin. Zunächst sei ihre Lage etwas näher

1) Wie ich bereits erwähnte, erschien während der Drucklegung dieser Seiten eine Arbeit Sappers (Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1910. No. 3. pag. 214—221), in der er nochmals auf die isländischen Lavapfropfen zurückkommt. Es freut mich, daß Sapper selbst das Ungenügende seiner Erklärungsweise zugibt, und erfüllt mich Genugtuung, daß seinem Wunsche nach einer eingehenderen Untersuchung jener merkwürdigen Gebilde so bald entsprochen werden konnte. „Hornitos ganz besonderer Art“, schreibt Sapper, „scheinen die von mir früher beschriebenen und abgebildeten Lavapilze am Laki und Eldgjá zu sein; die von mir a. a. O. gegebene Entstehungserklärung scheint mir nachträglich doch nicht zu genügen, und ich möchte die Gebilde einem sorgfältigen Studium an Ort und Stelle empfehlen, damit eine zufriedenstellende Erklärung derselben gegeben werden könne.“

ins Auge gefaßt. Sie umgeben in breitem Saum den Fuß der Kratergruppe, der hier gerade bogenförmig gekrümmt ist. Entsprechend schwenken auch die Lavapfropfen im Bogen herum, was schon auf Beziehungen derselben zu den Kratern hinweist. Die Zahl der Lavapropfen mag etwa 30 betragen. Am größten und besten entwickelt finden wir die der Spalte zunächst gelegenen 10, die in vollendeter Turmform in zwei ausgesprochenen Reihen zu je 5 Stück, mit untereinander ziemlich gleichen Abständen, auftreten. Die Reihen liegen annähernd in der Richtung der Vulkanspalte. Hinter diesen Reihen folgt der Bogen der Kratergruppe und damit auch Unordnung in der Reihung der Lavapfropfen, die in diesem Teil auch die verschiedensten Größen und Entwickelungsstufen erreicht haben. Dennoch läßt sich noch immer eine, wenn auch undeutliche und öfters unterbrochene, Anordnung in Reihen erkennen, und zwar strahlen dieselben radial von der Kratergruppe aus. Folgen wir dem Bogen weiter von der Ostseite der alten Krater zu ihrer Südseite, so begegnen wir noch einigen Lavapfropfen, die regellos ziemlich nahe dem Rande der Lava auftreten und an Größe wesentlich hinter den Pfropfen der der Spalte genäherten Ostseite zurückbleiben. Auch die Breite des Gürtels, in dem die Lavapfropfen auftreten, ist an der Südseite wesentlich geringer, als im Osten.

Diese Beobachtungen ließen mich zu einem Schluß über die Ursache der Bildung von Lavapfropfen kommen. Wir haben dabei zwei Faktoren zu unterscheiden, durch deren Wirkung und Gegenwirkung die Auftreibung der Lavapfropfen zustande kam: erstens die treibende Kraft in Gestalt einer der Spalte entströmenden Lavamasse, die unter einer bereits mindestens 30—40 cm dicken Lavadecke floß, zweitens den Widerstand der Schlackenkegel am Rande der Lava. Späterere Ströme folgten hier nicht mehr, so daß anzunehmen ist, daß die Lavapfropfen zur letzten großen Eruptionsphase von Laki gehören. Das höhere Alter dieser bereits vorhandenen Lavadecke[1]) ist Sapper entgangen, doch ist es leicht zu beweisen und bildet einen der Hauptpunkte, die mir die Sappersche Erklärungsweise der Lavapfropfen als unannehmbar erscheinen lassen.

Da ich Zeit hatte, alle Lavapfropfen zu begehen, so kam ich zu einer Sammlung von Erscheinungen, welche die Entstehungsweise und Entwickelung der Lavapfropfen in allen Stadien beleuchten. Einige der Hauptphasen gebe ich als Abbildungen der Arbeit bei (vgl. Taf. IX [XIX], Fig. 17, 18, 19, 20).

Die erste Anlage eines solchen Pfropfens äußert sich im Zerreißen der bereits erwähnten soliden Lavadecke, die natürlich ebenfalls dem Ausbruch von 1783 entstammt. Die klaffenden Sprünge solcher Stellen gehören deutlich zwei Systemen an. Es sind radiale und periphere Sprünge. Die nächste Phase besteht in einer Zerbrechung der Lavadecke in große und kleine Schollen den vorher entstandenen Sprüngen entlang. Dabei wird der durch die peripheren Sprünge eingeschlossene Kern langsam emporgehoben. Dieses Emporwölben dauert an, bis wir schließlich einen zentralen Turm und einen peripheren Lavawall unterscheiden können (Taf. IX [XIX], Fig. 17). All diese Vorgänge lassen keine Spur davon erkennen, daß Gase bei ihrer Bildung in irgendwie nennenswerter Weise beteiligt gewesen wären, wohl aber setzen sie notwendig das Vorhandensein einer festen starren Lavadecke voraus.

Bei der Weiterentwickelung drängt das Magma den zentralen Turm immer weiter in die Höhe, der schließlich als solider Lavapfropfen emporragt und den ursprünglich mittelsten Teil der alten Lavadecke als Käppchen trägt. Sind die Pfropfen senkrecht in die Höhe gestiegen, so ist das Käppchen

1) Möglicherweise ist ja diese ältere Lavadecke bei der langen Dauer der in Betracht kommenden Eruptionsphase sogar ein Produkt derselben Phase, war aber jedenfalls schon bis zur Erstarrung abgekühlt, als neue Magmanachschübe das Aufplatzen der Decke und die Bildung der Pfropfen veranlaßten.

kleiner als die Oberfläche des Lavasockels. Dieses Käppchen ist auf allen geraden Lavapfropfen zu finden. Es ist aber nicht aus ihm herausgewachsen, wie SAPPER annimmt, sondern es sitzt lose auf ihm auf (Taf. IX [XIX], Fig. 19). Dies beweist außer dem Entwickelungsgang auch das Verhalten der Lavakappe bei schrägen Lavapfropfen. Nicht alle stiegen nämlich senkrecht aus der Tiefe empor. Manche sind leicht gebogen, manche zur Seite geneigt (Taf. IX [XIX], Fig. 18). Die Kappe des auf dem Bilde dargestellten Lavapfropfens ist in größerem Umfang abgebrochen, als der obere Rand des Sockels Fläche hat. Ganz entsprechend steigt der Pfropfen aus einer Vertiefung an seinem Fuße auf. Bei noch schräger stehenden Pfropfen kann das Käppchen fehlen, indem es abgerutscht ist, und seine Trümmer liegen am Fuße des Pfropfens herum und mischen sich mit den Blöcken des ursprünglichen Walles und Stücken des Mantels des Pfropfens. Genau wie das Käppchen, das eine durchschnittliche Höhe von ca. 40 cm haben mag, eine rauhe Oberfläche zeigt, so auch die Oberfläche des Pfropfens, auf der es sitzt. Die Wände der Kappe dagegen sind stets glatt und senkrecht, und stellen so echte Bruchwände dar — ein weiteres Zeichen, daß das Käppchen nicht aus dem Pfropfen entsprungen, sondern einfach von ihm in die Höhe gehoben wurde. Die Pfropfen selbst haben sehr verschiedene Höhe — von einfachen flachen bis blasenförmigen Auftreibungen des Bodens an, erreichen wohl ausgebildete Pfropfen durchschnittlich eine Höhe von ca. 4 m. An ihrem Fuße ist stets ein Blockwall. Ebenso verschieden wie die Höhe ist auch der Durchmesser, doch mag er für die völlig entwickelten Pfropfen im Durchschnitt an 3 m betragen. Die äußeren Wandungen der Pfropfen sind äußerst dicht. Sie sind aus einer kompakten, harten, öfters fast glasigen Lava mit kleinen Feldspateinsprenglingen aufgebaut und schälen sich unter dem Einfluß der Verwitterung leicht in gekrümmten Schalen und Platten ab, die ihrerseits zur Erhöhung des Blockwalles am Fuße der Pfropfen beitragen.

Auch für das Studium des inneren Baues bietet sich unter den verschiedenen Lavapfropfen ein sehr schönes Beispiel, indem einer derselben in der Mitte geborsten ist (vgl. Taf. IX [XIX], Fig. 20). Aus dem ursprünglichen Blockwall ragen große, schalige Stücke des einstigen Mantels des Lavaturmes heraus, die aus dichter, harter Lava bestehen. Nach innen zu verliert die Lava langsam an Dichtigkeit, es treten dafür einzelne größere und kleinere Gasblasen, die in der Richtung von unten nach oben stark gestreckt sind, auf. In den zentralen Teilen dagegen verliert die Lava zumeist ihren einheitlichen Charakter und macht mehr den Eindruck einer stark zusammengepreßten und teilweise verschweißten Blockbreccie. Das Gefüge dieser Trümmer ist auffallend dicht. Aus dieser Beobachtung erklärt SAPPER hauptsächlich die Hornitonatur der Lavapfropfen. Es sei jedoch zu allem anderen auch dagegen noch erwähnt, daß bei keinem der Pfropfen sich irgendwie eine starke Betätigung von Gasen an ihrem Aufbau verrät. Auch an diesem Durchschnitt konnte ich keinen einzigen Hohlraum, keine Röhre finden, die Gasen in höherem Grade zum Ausweg gedient haben könnten. Von Höhlungen, die etwa mit glasierten Wänden versehen und mit Lavatropfen behangen sind, wie dies für hornitoartige Bildungen so charakteristisch ist, war auch keine Spur zu entdecken. Das Blockgefüge im Innern des Lavaturmes ist dagegen so dicht, daß es an und für sich niemals so durch Einsturz entstehen könnte; abgesehen davon, wäre zur Füllung des Lavaturmes eine solche Materialmenge nötig, wie sie unmöglich allein von dem Einsturz der obersten Partieen stammen könnte, zumal doch ein Teil davon nach außen gefallen sein müßte, wie der Blockwall zeigt. Die Photographie zeigt diese Verhältnisse sehr schön.

Das Trümmermaterial des Lavapfropfens muß also mindestens zum größten Teil aus seinem Innern selbst stammen. Ich halte es für sehr leicht denkbar, daß gerade infolge geringer Magmabewegungen

im Innern des Lavapfropfens zur Zeit seiner Erstarrung nicht nur Blocktrümmer entstanden, sondern daß dadurch auch der Mantel, der das Gebilde zusammenhielt, gesprengt wurde.

Die geschilderten Erscheinungen überblickend, fasse ich die Resultate meiner Beobachtungen dahin zusammen, daß die Lavapfropfen Stauungserscheinungen ihr Dasein verdanken, die dadurch hervorgerufen wurden, daß Lava auf unterirdischen Wegen unter einer mindestens 30—40 cm dicken Decke von der Spalte her vordrang. Man mag dies als seitliche Injektion auffassen und annehmen, daß sich das Magma zwischen zwei Lavaschichten eingezwängt hatte; möglich ist auch, daß die Lava sich in großen Höhlen, Kanälen oder Gräben vorwärts bewegte. Jedenfalls scheint sie sich am Fuße der alten Kratergruppe gestaut zu haben, deren bogenförmiger Krümmung sie sich in ihren Bewegungen anschmiegte. Da ihr jedoch die massive Lavadecke, die allenthalben den Fuß der alten Krater umsäumt, den Austritt nirgends gestattete, zerbrach sie die Decke und quetschte das zähflüssige Magma finger- oder pfropfenförmig in die Höhe. Daher sind auch den einzelnen Pfropfen Käppchen ihrer ursprünglichen Decke aufgesetzt. Gase scheinen bei der gesamten Entwickelung der Lavapfropfen eine sehr untergeordnete Rolle gespielt zu haben, was aus dem kompakten Bau derselben hervorgeht.

5. Ueber einige Vulkanspalten des Nordlandes.

Ueberblick und allgemeine Charakteristik. — Askja-Sveinagjá. — Die Spalte des Leirhnúkr. — Die Einbrüche und Ausbrüche des Myvatn-Gebietes.

Die Vulkanspalten des Nordlandes sind auf den breiten, rezent-vulkanischen Gürtel beschränkt, den ich bereits wegen seines Reichtums an Schildvulkanen eingehend erwähnt habe. Dieser Gürtel stellt einen gewaltigen Grabenbruch dar, innerhalb dessen das Gelände in zahlreiche schmale, Nord—Süd streichende Streifen zerlegt erscheint, an deren Rändern sich vorzugsweise die zahlreichen Vulkankegelchen der Spalteneruptionen befinden. Die Zahl der Spalten, die hier Lava ergossen hat, ist uns bei der Unerforschtheit des Gebietes, das fast vollständig von rezenten Lavameeren bedeckt ist, noch gänzlich unbekannt, wir wissen nur, daß sie eine sehr große ist. Das größte der dortigen Lavameere und überhaupt das größte Lavameer Islands ist das Ódáđahraun mit einem Areal von ca. 3684 qkm, dessen Eruptionspunkte uns noch meistenteils unbekannt sind. Die größten Schildvulkane, wie die Trölladyngja und Kollótta Dyngja, wie auch Ausbrüche der Askja haben sich wesentlich an ihrem Aufbau beteiligt, doch dürfen wir sicher annehmen, daß noch eine große Anzahl uns unbekannter Eruptionspunkte sich in den unerforschten Lavafeldern verbergen. Leider konnte ich mich in dieser Gegend nur wenig mit Spalteneruptionen beschäftigen, da hier meine hauptsächlichsten Untersuchungen den Schildvulkanen sowie der gewaltigen Askja[1]) galten. Demnach kann ich von den hier auftretenden Spalteneruptionen nur einige etwas eingehender erwähnen, die besonders merkwürdige Erscheinungen darbieten. Ueber die Askja werde ich hier nur einige Bemerkungen anknüpfen, die in Bezug auf das Verhalten der Sveinagjá bei ihren Eruptionen von Bedeutung zu sein scheinen. Aber außerdem scheinen mir noch

1) Die Bearbeitung der Resultate meiner Forschungen in der Askja und den sie umschließenden Dyngjufjöll würde einen zu breiten Raum beanspruchen, um hier wiedergegeben werden zu können. Diesbezüglich muß ich auf meine bereits fertiggestellte und demnächst erscheinende Arbeit: „Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll mit der Askja in Zentral-Island“ verweisen.

zwei Vulkanspalten, die in historischer Zeit Ausbrüche gehabt haben, besonders nennenswert, die Spalte des Leirhnúkr und die Sveinagjá. Schließlich sei auch noch das Vulkangebiet des Myvatn erwähnt.

Betrachten wir den vulkanischen Gürtel des Nordlandes in seiner ganzen Ausdehnung, also vom nördlichen Eismeer bis zum Eisrand des Vatna Jökull im Süden, vom Skjálfandafljót im Westen bis zur Jökulsá im Osten für sich, so treffen wir auf folgende allgemeine Erscheinungen von vulkanischem Interesse:

1) Die ganze Zone ist ein Gebiet intensivster vulkanischer Tätigkeit. Infolgedessen ist alles flache Land zwischen den schmalen Palagonitbergzügen von rezenter Lava überschüttet. Der Vulkanismus äußert sich auf dreierlei Art. Es treten auf: a) Schildvulkane, b) Vulkanreihen, c) große, selbständige Explosionskrater. Stratovulkane fehlen völlig. Auf die Explosionskrater kann ich hier nicht näher eingehen [1]). Die beiden ersten Eruptionsformen haben ausschließlich die vorhandenen großen Lavameere aufgebaut.

2) Trotz der großen Zahl von Spalten und Spalteneruptionen sind die seitlichen Hauptbruchränder des gesamten Grabenbruches vulkanfrei.

3) In den südlichen Teilen der vulkanischen Zone machen die Vulkanlinien eine deutliche Schwenkung aus der Nordost—Südwest- in die Nordsüd-Richtung.

Von einem eigentlichen Schnittpunkte der Spaltensysteme läßt sich nicht gut sprechen. Es handelt sich dabei um eine große Fläche, innerhalb deren sich die Richtungsänderung vollzieht. Diese Fläche wird durch das gewaltige Lavameer des Ódáðahraun gebildet, aus dem sich Islands größtes Vulkangebilde, die Dyngjufjöll mit der Askja, erheben. Der Gedanke ist durchaus nicht von der Hand zu weisen, daß sie gerade dieser ihrer Lage ihre besondere Bedeutung verdanken. Immerhin wissen wir heute nur so viel mit einiger Sicherheit, daß sie mit den Vulkanspalten des Nordlandes in Verbindung stehen. Wie sie sich den in Nordost—Südwest-Richtung von Süden an sie herantretenden Vulkanreihen gegenüber verhalten, darüber fehlen uns jegliche Anhaltspunkte.

Wie gesagt, ist bei diesen südlich und südöstlich der Askja auftretenden Vulkanreihen die Spaltenrichtung des Südlandes noch ausgesprochen, wenn auch schon teilweise modifiziert, vorhanden. Wie die Verhältnisse bei den nur von Thoroddsen untersuchten Vulkanen Kverkhnúkaranar im Süden der Askja liegen, scheint mir unklar, da sie nach seiner großen Karte Islands (1 : 750000) bereits deutlich in die Nord—Süd-Richtung einbiegen, während sie auf der Karte der Bruchlinien und Vulkanreihen des Landes nach demselben Autor eine $6^1/_2{}^0$ mehr nach Südwesten—Nordosten gelegene Richtung besitzen [2]). Nördlich und nordöstlich der Askja liegen die Vulkanlinien bereits deutlich in der Spaltenrichtung des Nordlandes. Innerhalb der Dyngjufjöll, dem Randgebirge der Askja, folgen die Vulkanlinien den dort vorhandenen lokalen Brüchen, die durch die Bildung des Bergmassivs hervorgerufen waren, und lassen infolgedessen einen Zusammenhang mit den großen beiden erwähnten Spaltensystemen nicht erkennen. Von großen Vulkanreihen stoßen, soweit wir wissen, zwei vom Massiv der Dyngjufjöll ab. Eine derselben läuft aus dem Ódáðahraun in Nordost—Südwest-Richtung auf die Südwestecke der Dyngjufjöll zu, an deren Fuß sie mit einer Reihe kleiner Schlackenkrater endigt. Die zweite stößt an der Nordostecke der Askja ab, hat aber bereits eine stark nach Nord—Süd abgelenkte Richtung. Sie beginnt mit einer Reihe größerer Schlackenkegel, läuft quer durch das Ódáðahraun zur Kollótta Dyngja, deren Gehänge sie, wie bereits früher erwähnt, klaffend durchläuft, schließlich zieht sie, ebenfalls klaffend, die Gehänge der

1) Vgl. H. Reck, Ueber Erhebungskratere. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1910. No. 4.
2) Th. Thoroddsen, Island. 1905.

Herdubreiðarfjöll hinauf, wo ich sie aus dem Auge verlor. In den Herdubreiðarfjöll sind noch Solfataren tätig, die jedenfalls mit ihr im Zusammenhang stehen; an den Gehängen der Kollótta Dyngja kam es lokal zu geringfügigen Schlackenauswürfen ohne regelrechte Kraterbildung; in dem Ódáðahraun selbst liegen eine Reihe von Eruptionspunkten flüssigen Magmas bei nur geringer Schlackenkegelbildung, die erst mit der Annäherung an die Dyngjufjöll stark zunimmt.

Die Askja selbst ist kein einheitliches Vulkangebilde, sondern von sehr kompliziertem Aufbau. Zur Orientierung über die Askja möchte ich hier nur zwei deutsche Arbeiten der letzten Zeit erwähnen: Spethmanns „Vulkanologische Forschungen im östlichen Zentralisland“ [1]) und Erkes „Die Lavawüste Ódáðahraun und das Tal Askja im nordöstlichen Zentralisland“ [2]).

Ihre Beziehungen zu den Vulkanspalten des Nordlandes verriet die Askja bei ihren zwei großen Ausbrüchen im Jahre 1875 (3. Januar und 29. März). Die Ausbrüche waren Explosionen und brachten nur loses Material zu Tage. Besonders heftig war der zweite Ausbruch, im Verlauf dessen in kürzester Zeit gewaltige Bimssteinmassen ausgespieen wurden, die das Land im Osten meilenweit metertief begruben. Den Explosionen in der Askja folgten regelmäßig Ergüsse basaltischen Magmas aus einer ca. 60 km nach Norden zu gelegenen Spalte, der Sveinagjá, die zu den größten Vulkanspalten der Insel gehört, und bei einer Länge von ca. 20 km 50—60 Krater trägt. Die Beziehungen zwischen den beiden äußerlich einander so ungleichen und so weit voneinander entfernten Eruptionszentren treten wohl am schärfsten hervor, wenn ich nach Johnstrup hier die Daten der Ausbrüche wiedergebe [3]).

3. Jan. 1875 Explosion in der Askja
18. Febr. Lavaerguß aus den mittleren Teilen der Sveinagjá
10. März Lavaerguß aus den nördlichen Teilen der Sveinagjá
29. März Explosion in der Askja (Rudloffkrater)
4. April Lavaerguß aus den südlichen Teilen der Sveinagjá
15. Aug. Lavaerguß aus den südlichen Teilen der Sveinagjá.

Nach diesen Daten sind unterirdische Beziehungen der in Frage stehenden Vulkane wohl kaum zu bezweifeln. Auf die gewaltsame Eruption sauren Gesteins in der Askja folgten regelmäßig je 2 ruhige Ergüsse basischen Magmas aus der Sveinagjá. Die Verschiedenheit des gelieferten Materials läßt sich vielleicht aus der Höhendifferenz der Eruptionspunkte erklären, die hier zwischen 600 und 700 m beträgt. Jedenfalls erinnert das Verhältnis an die schon beschriebenen Eruptionen an den Rändern des Torfajökull im Südland. Aus der Tabelle geht aber auch noch hervor, daß diese Spalte ebensowenig wie irgend, eine andere größere Vulkanspalte Islands ein in ganzer Ausdehnung gleichzeitig gebildetes Ganzes darstellt.

Möglicherweise lagen an der Stelle der heutigen Sveinagjá schon ältere Eruptionspunkte. Genaues ist darüber nicht bekannt. Jedenfalls sind aber die Bruchlinien, auf denen das Magma 1875 emporstieg, schon von wesentlich höherem Alter, denn vorher befand sich hier eine 10—15 km lange grabenartige Senke, mit 10—20 m hohen senkrechten Lavawänden. Die Senke war 400—500 m breit. Von ihr ist heute nur noch wenig zu sehen. Die Poststraße — ein Saumpfad für Pferde — schneidet das nördlichste Ende der Sveinagjá. Hier kann man noch die einstigen Ostwände der Senke einige Meter hoch aus dem

2) N. Jahrb. Beilg.-Bd. 26. 1908. pag. 381—432. Vgl. hierzu auch meine Bemerkung: diese Arbeit pag. 17.
3) Mitt. d. Ver. f. Erdkunde. 1909. Heft 9. pag. 321—351.
1) F. Johnstrup, Indberetning om den Undersögelsesreise paa Island i Sommeren 1876. Rigstagstidenden for den 29. Samml. 1876/77. Tillaeg-B.

Lavameer emporragen sehen, alles Andere wurde von der Lava erfüllt und überschwemmt. Diese brach sich 1875 zuerst an der Westseite des Grabens Bahn. Zunächst waren nur die mittleren Teile der Spalte in Eruption, doch erweiterte dieselbe ihre Tätigkeit bald nach Norden, später auch nach Süden, und zwar derart, daß, ebenso wie bei Laki, niemals die gesamte Spalte zugleich tätig war, sondern nur ihre einzelnen Teile. Die Menge der geförderten Lava berechnen Johnstrup und Thoroddsen auf etwa 300 Mill. cbm. Ueber die Temperatur und das langsame Abkühlen der Lava gibt uns eine interessante Angabe Johnstrups einen Anhaltspunkt, indem er ein Jahr nach der Eruption in der durchschnittlich 8 m mächtigen Lava in einer Tiefe von ca. 2 m noch 200—300° C antraf. Auch Helland fand noch 6 Jahre nach der Eruption die Schlacken der Krater 1 Fuß unter der Oberfläche so heiß, daß er sie kaum mit der Hand halten konnte.

Gleichzeitig mit der Sveinagjá rissen wohl noch zahlreiche parallele kleine Spalten auf, die zum Teil Lava ergossen, zum Teil auch nicht. Nur sind all diese Spalten heute ihrem Alter nach kaum mehr zu identifizieren, da der Boden in dieser Gegend stellenweise von Spalten derart zerklüftet ist, daß sie dem Vorwärtskommen ernstliche Hindernisse bereiten. Zahlreiche dieser Spalten mögen daher bei anderen Gelegenheiten gebildet worden sein, häufig sind sie auch jünger, ebenso häufig wohl auch älter als der Ausbruch von 1875, soweit sie außerhalb des Lavafeldes dieser Eruption liegen. Eine besonders interessante Miniaturvulkanspalte entdeckte und beschrieb Thoroddsen. Sie befindet sich südlich der eigentlichen Sveinagjá, ist nur 10 m lang bei einer Weite von 10—12 cm, trägt aber 12 regelmäßige Schlackenkraterchen, deren größter 1 m im Durchmesser hat, während die anderen nur 12—16 cm erreichen. Einzelne Lavaklexe wurden bis 20 m weit fortgeschleudert.

Etwa 17 km östlich der Sveinagjá streicht Islands längste Vulkanspalte in einer Länge von 35 km von Norden nach Süden. Sie beginnt im Norden am Berge Leirhnúkr und führt mit nur geringen Ablenkungen und sporadischen Unterbrechungen bis hinab zum Tafelberge Bláfjall, vor dessen Massiv sie in leicht gekrümmtem Bogen auszuweichen sucht und dabei ihr Ende findet. Ich habe die Spalte fast in ihrer gesamten Länge allerdings nur flüchtig begangen, so daß ich von Detailabgaben absehen und mich auf einen Gesamtüberblick des Gesehenen beschränken muß.

Ueber die Zeit ihrer Entstehung sind wir nicht unterrichtet. Thoroddsen berechnet, daß die Spalte bereits 3—4000 Mill. cbm Lava ergossen hat, von deren Ausbruchszeit wir nichts wissen. Wir kennen nur einen Ausbruch, der in die Jahre 1725—29 fällt, aber auch stets nur einzelne Spaltenteile, nicht die gesamte Spalte in Tätigkeit gesetzt hat. Auch dieser Ausbruch wurde durch eine gewaltige Explosion in ca. 7 km Entfernung von der Spalte eingeleitet, die 8 Monate vor dem Aufreißen des Berges Leirhnúkr am 17. Mai 1724 am Berge Krafla stattfand. Diese Explosion riß mehrere tiefe Löcher in die Flanken des Berges, die heute zum Teil von kalten, stillen, prächtig gefärbten Kraterseen gefüllt sind, zum Teil aber auch an ihren Rändern noch starke Solfatarentätigkeit entwickeln.

Im Schneegestöber ritt ich von der Krafla nach Westen zum Nordende der großen Vulkanspalte am Berge Leirhnúkr. Der Berg ist von basaltischem Magma überschwemmt, das aus einer Reihe von Kratern kam, die im Jahre 1725 tätig waren. Sie liegen ziemlich auf dem Rücken des Berges, weisen aber keinerlei besondere Erscheinungen auf, soweit ich dies bei dem dichten Wetter sehen konnte. Zu meinem größten Erstaunen fand ich einen der Schlackenkegel leichte Wasserdämpfe ausstoßend vor. Die Dampfentwickelung war nur gering. Die Dämpfe stiegen völlig geruch- und geräuschlos wie dünne Nebelschwaden auf. Von Solfatarentätigkeit war keine Spur zu sehen, die leichten Dampfwolken kamen auch nicht aus einer einheitlichen Oeffnung, sondern allenthalben zwischen den Schlacken hervor. Da

der Fernblick durch das Wetter ungemein behindert war, ritt ich am Fuße der schmalen Bergkette, die die Spalte trägt, entlang nach Süden. Die Kraterreihe von Leirhnúkr findet bald ihr Ende, nicht aber die Spalte, die oft 20—30 m weit klaffend die Bergrücken zerschneidet. Diese Tatsache schien mir bei weitem das auffallendste Moment des gesamten Spaltenbildes zu geben. Während wir bisher fast ausnahmslos die Vulkanspalten und -reihen auf den Bruchlinien am Fuße der Bergketten fanden, sehen wir hier die Vulkanspalte größtenteils auf dem Rücken eines nur wenige hundert Meter breiten, dagegen viele Kilometer langen Horstes, dessen Bruchlinien die Spalte parallel läuft. Südlich von Leirhnúkr setzt sie sich zumeist als klaffender Riß auf dem Rücken der Berge fort, schneidet jedoch auch manchmal deren Gehänge an, um dann wieder zur Höhe zurück zu laufen. Die Berge verlieren nach Süden zu mit der Annäherung an das Myvatn, langsam an Höhe und plötzlich setzt die Bergkette bei dem Solfatarenfeld von Reykjahlíð schroff ab und verläuft von da ab nur noch mit ganz geringen Höhen über der Lava bis zum Bláfjall, auf große Strecken überhaupt unter der Lava verschwindend.

Besonderes Interesse verdient das große Solfatarenfeld von Reykjahlíð wegen seiner eigentümlichen Lage. Es liegt zum großen Teil innerhalb der hier 30—40 m weiten Spalte, deren Wände aus braunem Palagonit bestehen. Die Spalte zieht ohne Vulkangebilde auf dem gespaltenen Höhenrücken von Norden heran, um mit dem Abbruch der Berge ebenfalls ihre Gestalt zu verändern. Denn in der tieferen Lage setzt sie sich nunmehr wieder als lange, mit Kraterchen dicht besetzte Vulkanreihe fort, die wohl am 19. April 1725 entstanden ist. Entsprechend der Lage der Spalte hat das Solfatarenfeld auf dem Bergrücken eine langgestreckte Gestalt, und hat in früherer Zeit eine noch viel weiter um sich greifende

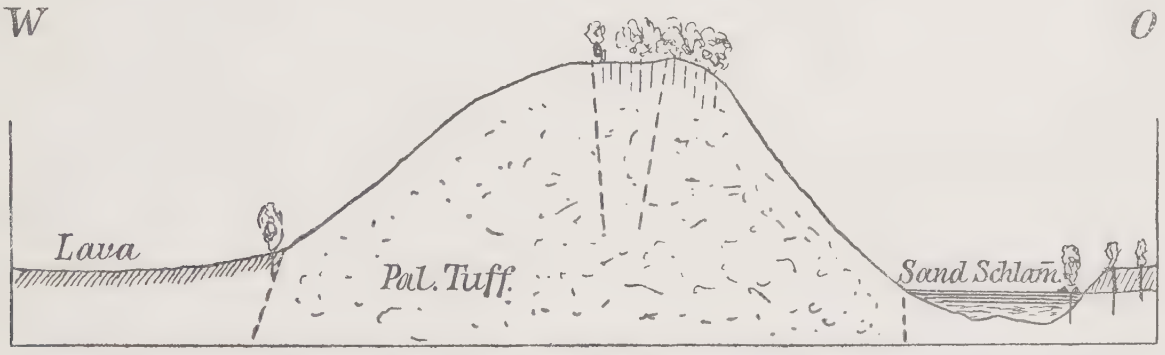

Fig. 9. Schematisches Profil durch den Námafjall. Das Solfatarenfeld; die Verteilung der Solfataren.

Tätigkeit entwickelt. Doch ist die Solfatarentätigkeit heutzutage durchaus nicht auf die Spalte beschränkt, zeigt vielmehr eine höchst eigenartige Verteilung (Fig. 9). Das Hauptsolfatarenfeld liegt auf dem Rücken des 200 m über dem Myvatn gelegenen Berges Námafjall und liefert neben Gips so reichliche Schwefelmengen, daß ihr Abbau schon wiederholt versucht wurde, und nur wegen des schwierigen und teuren Transportes zur Küste stets wieder aufgegeben werden mußte, seitdem die sizilianischen Schwefellager abgebaut werden. Die Solfataren greifen hauptsächlich an einer Stelle noch ein gutes Stück über den Ostabhang des Berges hinab. Neben den sausenden, schwefelabsetzenden Gaspfeifen sind hier auch zahlreiche kochende Schlammpfuhle von graublauer Farbe. Merkwürdigerweise ist der Ostfuß des Berges von Solfataren frei, und erst am jenseitigen Rande einer mit Sand und Schlamm bedeckten ebenen Fläche sind am Rande eines ziemlich glatten Lavafeldes eine Reihe mächtiger Schlammpfuhle in polternder Tätigkeit. Auch aus den Spalten der in großen Schollen zerbrochenen Lava steigen noch einzelne dünne Dampfsäulen zischend empor, die ihre nächste Umgebung mit geringen weißlichen Mineralnieder-

schlägen (Gips?) färben. Der Westabhang des Námafjall ist frei von Solfataren, nur an seinem Fuße finden sich einige, deren Tätigkeit offensichtlich im Nachlassen begriffen ist.

Die Vulkanreihe südlich des Námafjall hat Lavamassen ergossen, welche die ganze Umgebung völlig überschwemmten und bis in das Myvatn selbst gelangten. Die Lava ist, wie gewöhnlich, eine sehr basische Blocklava. In der großen Ausbruchsperiode von 1724—29 hat jedoch nicht nur diese eben beschriebene Hauptspalte Ausbrüche gehabt, sondern es rissen auch kleinere parallele Nebenspalten, oft in mehreren Kilometern Entfernung, auf, die Lava ergossen (Dalfjall, Hlidarfjall). Meine Zeit gestattete mir jedoch nicht, diese Eruptionspunkte zu besuchen. Das Gesamtvolumen des in dieser Zeit ausgetretenen Magmas berechnet Thoroddsen auf 1018 Mill. cbm.

Zuletzt möchte ich nur noch einige Bemerkungen zu den viel umstrittenen Kratern und Kratergruppen des Myvatn selbst anfügen. Während Thoroddsen dieselben sämtlich dem großen Schema der isländischen Vulkanspalten anzureihen sich bemüht, will v. Knebel keinerlei regelmäßige Anordnung derselben anerkennen. v. Knebel selbst hat eine ausgezeichnete Karte dieser Vulkane aufgenommen, die in Kürze in einem noch aus seinem Nachlaß zu veröffentlichenden Buch erscheinen wird. Aus ihr lassen sich die Lageverhältnisse der Vulkane deutlich erkennen, und scheint mir der Mittelweg zwischen den beiden extremen Ansichten der richtige, indem nämlich wohl eine gewisse Anordnung der Vulkane sich zu erkennen gibt, diese aber infolge lokaler Verhältnisse sich nur teilweise mit den gewöhnlichen Spaltensystemen der Nachbarschaft in Einklang bringen lassen.

Diese lokalen Verhältnisse sind vor allem durch die Form des Myvatn selbst bedingt. Das Myvatn stellt sich nämlich als ein vollkommen unregelmäßig geformtes Einbruchsfeld dar, das deshalb mit Wasser erfüllt ist, weil es den Grundwasserspiegel der umgebenden Lava anschneidet. Entsprechend hat der See keinen permanenten oberflächlichen Zufluß, sondern sein klares Wasser strömt ihm aus starken Quellen, die vielfach auf der Höhe des Wasserspiegels liegen, an seinen Bruchrändern von allen Seiten unter der Lava zu. Der Abfluß des fischreichen Wassers liegt an der Westseite. Die Bruchränder des Sees bieten besonders im Südwesten interessante Erscheinungen. Bei dem Abbruch wurden große Lavastreifen zerschnitten und in die Tiefe gezogen. Zahlreiche Höhlungen und Wölbungen mit prachtvollen Lavastalaktiten und Lavaschrammen wurden hierbei angeschnitten. Mehrfach waren sogar von weiten Lavafeldern nur einzelne Lavasäulen, die heute wie Finger 6—8 m hoch aus der tieferen Lava emporragen, horstartig stehengeblieben, so daß sie, trotz ihrer verschiedenen Entstehungsweise, den Lavapfropfen von Laki äußerlich sehr ähnlich sehen. Die Einbrüche erfolgten nicht an einer einheitlichen Wand, sondern treppen- oder terrassenförmig. Die Ränder des Einbruches sind noch so frisch und glatt, daß sie große Jugendlichkeit verraten, obwohl wir keinerlei historische Daten hierüber haben. Die Vulkane im und am See andererseits sind noch jüngerer Entstehung, was daraus hervorgeht, daß sämtliche Krater sich durch wohlerhaltene Formen auszeichnen. Keiner derselben ist von Sprüngen zerrissen oder durch Spalten und Verwerfungen von seinen Nachbarvulkanen getrennt, Erscheinungen, die sicher zu erwarten gewesen wären, wenn die Krater schon vor der Bildung des gewaltigen Einsturzbeckens auf seiner ehemaligen Oberfläche gestanden hätten. Ferner weist auch die Verteilung eines Teiles der Vulkane auf ihren genetischen Zusammenhang mit dem Einsturz hin. Andererseits sind die Krater doch nicht mehr als ganz jugendliche Gebilde anzusehen, da ihre Schlackenoberfläche bereits in hohem Maße mit Gras bewachsen ist. Dieses relativ üppige Wachstum mag durch die Feuchtigkeit der Umgebung begünstigt worden sein, steht aber in so krassem Gegensatz zu den Verhältnissen an den bisher beschriebenen Schlackenkegeln und Lavafeldern des Nordens, daß mir der Schluß nahezuliegen

scheint, daß diesen Kratern ein weit höheres Alter, als den bisher besprochenen, zukommt. Ein ebensolches höheres Alter hat auch das Myvatn selbst, wie schon daraus hervorgeht, daß Lavaströme von den Spalten der Umgebung sich in dasselbe ergossen.

Diese Umstände wiesen mich darauf hin, daß die Bildung des Einbruches des Myvatn zwar älter, aber nur wenig älter ist, als die Entstehung der in und an ihm stehenden Vulkane, deren es Hunderte gibt. Es ergibt sich daraus die umgekehrte Reihenfolge der Erscheinungen, wie sie die Askja bietet. Dort folgte auf den Ausbruch des Rudloffkraters der Einbruch der Knebelcaldera, hier dagegen erfolgte auf den Einbruch des Myvatn der Ausbruch großer Lockerschlackenmassen. Inwieweit feste Lava bei diesen Vorgängen zum Ausbruch kam, konnte ich nicht entscheiden. Die Gründe des Einbruches entziehen sich vollständig unserer Kenntnis. Jedenfalls aber war in der Tiefe ein großer Massendefekt entstanden, über dem die Lavadecke zum Einsturz kam. Ueber die Entstehung wie über die Tiefe der Lage dieses Defektes konnte ich nichts in Erfahrung bringen. Jedoch scheint er mir viel zu bedeutend, um innerhalb der glazialen und postglazialen Laven vermutet werden zu können. Er muß demnach im tieferen Breccien- oder Basaltgrundgebirge, wenn nicht noch tiefer, seinen Sitz gehabt haben. Sehr leicht möglich wäre es, daß der Einbruch gerade durch den Druck der Lavamassen entstand, die durch ihren Erguß die Bildung des Massendefektes in der Tiefe veranlaßt hatten, und die dann als Lavadecke durch ihr Gewicht die über dem Massendefekt liegende Scholle sehr belasteten.

Bei der Größe dieses Einbruches ist es nur natürlich, daß zahlreiche kleine, lokale Einbrüche ihn an seinen Rändern begleiteten. v. Knebel glaubte in diesen deutliche Rückflußerscheinungen von Magma konstatieren zu können. Danach wäre also der Einbruch erfolgt, als die gewaltigen Lavadecken des Myvatn noch plastisch waren. Die Eruptionspunkte der Lava wären danach wohl größtenteils vom Wasser des Sees verdeckt, und der Einbruch des Myvatn unmittelbar der Bildung seiner Lavaoberfläche gefolgt. Ich gebe zu, daß der Gedanke sehr viel Verlockendes an sich hat, zumal zahlreiche Lavaschrammen auf vielfache lokale Abwärtsbewegungen von Lava in plastischem Zustand hinweisen, glaube aber, daß anderseits die Ansicht eines Rückflusses von Magma nirgends mit mehr Schwierigkeiten zu beweisen sein dürfte, als hier. Denn die erwähnten randlichen Einbrüche lassen nirgends eine Verbindung mit der Tiefe erkennen, dagegen sind sie deutlich von der Lage des großen Bruchfeldes beeinflußt; dieses selbst scheint mir aber zu gewaltig, um einfach durch Rückfluß von Magma erklärt werden zu können. Für eine solche Annahme liegen keinerlei Anhaltspunkte vor. Andererseits sind gerade in diesem wild zerklüfteten Gebiet dem Magma so viele Auswege zum Abfluß geboten, daß es in den meisten Fällen unmöglich sein wird, den einzelnen Einbrüchen eine Möglichkeit des Abflusses abzusprechen, wie das z. B. in dem geschilderten Falle an der Lakispalte möglich war. Ich möchte es daher im Einklang mit der Meinung Spethmanns, der diese Gegend ebenfalls besuchte, für besser halten, die vorhandenen Senkungen lediglich als Einbrüche anzusprechen, ohne jedoch in einzelnen Fällen die Möglichkeit eines Rückflusses von Magma leugnen zu wollen.

Das Myvatngebiet ist sehr reich an Kraterbildungen jeder Größe. Außer der schon erwähnten Vulkanspalte, die vom Námafjall gegen das Bláfjall dahinzieht, befinden sich dort im Osten des Sees in den wilden Lavafeldern auch noch andere zahlreiche Eruptionspunkte von Magma und Schlacken, unter denen sich durch ihre Größe besonders der schon von v. Knebel beschriebene Explosionskrater des Hverfjall und des Lúdent herausheben. In der unmittelbaren Umgebung des Sees sind jedoch die Eruptionspunkte nicht regellos verteilt. Die nordwestlichen Teile des Sees habe ich nicht besucht. Von der Ferne schienen sie mir vulkanfrei zu sein. Auf der ganzen Länge des Nord- und Ostufers des

Sees finden sich keine Vulkane. Zahlreich dagegen sind sie im Süden, sowie im See selbst. Nach dieser Verteilung lassen sich deutlich zwei Gruppen von Kratern erkennen:

1) Die Krater am Ufer liegen in keinerlei ausgesprochener Richtung; sie haben teilweise recht bedeutende Schlackenmassen mitemporgebracht[1]). Da die Schlacken beim Niederfallen noch plastisch waren, so kam es teilweise zur Bildung von Schweißschlackenkegeln, was darauf hinweist, daß das flüssige Magma in dem Rohr schon nahe der Oberfläche stehen mußte; Lavastandsmarken dagegen konnte ich im Inneren der Krater nirgends entdecken, so daß mir die Annahme kühn erscheint, daß das Magma sich bereits innerhalb des Kraters in Gestalt eines Pfropfens emporgewölbt haben soll, um dann sogleich ohne jeden Erguß wieder zu versinken[2]). Spethmann hält diese Krater für Hornitos, doch betont er ja selbst (l. c.), daß seine Auffassung eine rein subjektive sei, und hält daher auch die Deutung dieser Gebilde als die Schichtköpfe einer größeren Anzahl von Gängen für zulässig. Dies scheint mir aber absolut unzulässig; denn um alle Krater auf dem Ausgehenden von Gängen, also Spalten, aufsitzen zu lassen, müßte man deren auf dem kleinen Gebiet von etwa $^3/_4$ qkm ein ganzes Bündel annehmen, die sich beliebig durchkreuzen; doch ist davon auch nicht die Spur zu sehen, während in unmittelbarster Nachbarschaft die großen Bruchspalten des Mückenseebeckens vorbeiziehen. Zudem betont auch Spethmann in seiner Arbeit im vorangehenden Absatz, daß diese Vulkanbildungen „nicht auf eine Spalte verteilt, sondern regellos gruppiert“ sind. Ich deute diese Krater als gewöhnliche, regellos verteilte Durchschlagsröhren eines unweit der Erdoberfläche steckengebliebenen Lavapfropfens, was wohl auch die natürlichste Erklärung ist, denn ich sehe keinen Grund, weder morphologisch noch genetisch, die ganz gewöhnlichen Schlackenkratern, wie sie sich z. B. über jeder Eruptionsspalte aufbauen, völlig analogen Krater plötzlich Hornitos zu nennen, zumal eine ganze Anzahl derselben Höhen und Kraterdurchmesser von 10—15 m besitzt, was für Hornitos doch nur ganz seltene Größenverhältnisse sind[3]). Solche Kratergruppen sind auf Island durchaus keine Seltenheit; ich erinnere nur an die Raudholar unweit von Reykjavík.

2) Die Krater im See liegen einzeln oder auf Schlackeninseln gruppiert in einer deutlichen Nordnordost—Südsüdwest gerichteten Zone, die in der Hauptsache von den Inseln Mikley, Hrútey und Hoéy gebildet wird[4]).

Von eigentlichen Vulkanreihen unterscheiden sich die Vulkane des Myvatn besonders dadurch, daß bei diesen wesentlich festes Magma gefördert wird, die Lockermassen aber in den Hintergrund treten. Hier ist das Umgekehrte der Fall. Ferner weisen alle Vulkanreihen eine deutliche Hintereinanderreihung ihrer Krater auf, hier jedoch sind die einzelnen Krater innerhalb einer breiten Zone regellos verteilt. Da trotz der enormen Zahl bei weitem die meisten der Krater (alle?) kein festes Magma geliefert haben, gewinnt man den Eindruck, daß bei ihrer Bildung gar keine großen Lavamassen zur Oberfläche drängten, daß vielmehr in der Hauptsache nur Gase und Schlackenmaterial zur Eruption kamen. Die Verteilung der Schlackenkraterchen läßt ferner erkennen, daß sie zwar oberflächlich sicher nicht auf einer Spalte aufsitzen, aber offenkundig auf einer vorgeschriebenen Zone geringster Widerstandskraft auftreten. Ich stelle mir daher vor, daß infolge der Durchschlagskraft stark komprimierter Gase der beim Aufsteigen aus der Tiefe nachlassende Druck der überlagernden Gesteinsmassen die Gase

1) Vgl. die hübsche plastische Darstellung des Lavafeldes von Skútustadir in: v. Knebel, Ueber die Lavavulkane auf Island. Deutsche Geol. Ges. 1906. pag. 70.

2) H. Spethmann, Beiträge zur Kenntnis des Vulkanismus am Mückensee. Globus. Bd. 96. 1909. No. 13. pag. 202.

3) Vgl. z. B. Russel: Geology of Southwestern Idaho and Southeastern Oregon. U. S. Geol. Surv. Bull. 217. 1903.

4) v. Knebel, Studien in Island im Sommer 1905. Kartenskizze. Globus. Bd. 88. 1905.

von dem vorgezeichneten Weg auf einer möglicherweise durch den Einbruch des Geländes in der Tiefe angelegten Spalte unabhängig machte, so daß sie in einem über den tieferen Teilen der Spalte gelegenen Gürtel von Explosionsröhren an der Oberfläche erschienen, und nicht mehr auf der Spalte selbst. Dort bauten sie meist nur wenige Meter hohe Schlackenkegel auf, die in einzelnen Fällen aber auch Höhen bis zu ca. 20 m erreichten.

Aus den angeführten Beobachtungen ergibt sich jedenfalls, daß die Eruptionen des Myvatn keine typischen Spalteneruptionen in dem sonst für Island üblichen Sinne sind. Man kann deutlich den Einfluß von Spalten bei den Ausbrüchen erkennen, doch ist ihre Wirkung zum Teil verwischt durch die kesselförmigen Einbrüche des Myvatngebietes. Die neuen Spalten dieser Einbrüche sind vulkanfrei, doch treten im Süden des Sees in ihrer unmittelbarsten Nachbarschaft zahlreiche vulkanische Durchschlagsröhren mit meist kleinen Kratern auf, während andererseits die in der üblichen Vulkanspaltenrichtung des Nordlandes auftretenden Krater des Sees selbst darauf verweisen, daß auch hier unter dem Trümmerfeld des Einsturzes die normale Spaltenrichtung die maßgebende Richtungslinie für die Ausbrüche war.

6. Glaziale und tertiäre Spalteneruptionen.

Lavadecken und Gänge. — Glaziale Spalteneruptionen. — Die tertiären Basaltergüsse Islands. — Vergleich mit analogen Vorkommen.

Nach der Beschreibung der rezenten Spalteneruptionen sei noch kurz die Frage gestreift, ob wir auch Spuren solcher Ausbruchserscheinungen auf älteren Entwickelungsstadien der Insel finden.

Da die oberflächlichen Lockermassen einer Spalteneruption nur gering und vergänglich sind, können wir diese bei älteren Spalteneruptionen als zerstört annehmen, und müssen daher nach anderen Anhaltspunkten zur Erkennung einstiger Spalteneruptionen suchen. Diese sind zweierlei Art:

1) Gänge,

2) Lavadecken.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, muß man bei der Beurteilung von Gängen sehr vorsichtig sein, da es auch zahlreiche Gänge gibt, die mit Spalteneruptionen in keinerlei Zusammenhang stehen. Gänge, in denen man neben der Lava auch Lavaschlacken findet, werden in den meisten Fällen die Ausführwege für das Magma einer Spalteneruption gewesen sein. Die Decken, die von Spaltenausbrüchen gebildet werden, zeichnen sich stets durch große Ausdehnung, gleichbleibende Mächtigkeit, geringe Schlackenbildung, flache Lagerung und meist einseitiges Gefälle aus. Doch kann die Neigung der Lava auch beiderseitig von der Eruptionsstelle abgeneigt sein. Man wird in vielen Fällen, wo weder die Gänge, noch auch die Decken, für sich betrachtet, Aufschluß über ihre Herkunft geben, aus dem Vergleich der beiden zu einem Schluß über ihre Zusammengehörigkeit kommen können. Der bahnbrechende Lehrmeister für derartige Untersuchungen war der schottische Geologe A. Geikie, der dieselben mit glänzendem Erfolge in seiner Heimat durchführte.

Für die glazialen und präglazialen Lavafelder Islands hat Thoroddsen in vereinzelten Fällen darauf hingewiesen, daß sie großenteils ehemaligen Spalteneruptionen angehören müssen. So z. B. für die Mosfellsheiði im Osten von Reykjavík. Auch die präglazialen Lavafelder südlich von Reykjavík bis in die Halbinsel Reykjanes hinein dürften gleicher Entstehung sein. Die Gänge der doleritischen Laven

der Eiszeit sind jedoch noch nirgends von der Erosion freigelegt. Wir finden noch überall die Decken der Ergüsse, die sogar in manchen Fällen trotz teilweiser Schrammung und Abbröckelung noch Spuren ihrer einstigen Oberflächenformen erkennen lassen. Hier ergaben sich die Anhaltspunkte für die Herkunft der Laven lediglich aus der Neigung der Decken. Spezielle Studien über diese Fragen wurden jedoch meines Wissens weder für die glazialen, noch auch für die tertiären Lavadecken jemals auf Island angestellt, und schöpfen wir unsere diesbezüglichen Kenntnisse lediglich aus zufälligen oder gelegentlichen Mitteilungen von Beobachtungen, die hauptsächlich THORODDSEN auf seinen weiten Reisen angestellt hat.

So wenig geeignet nun allerdings die glazialen Lavafelder für derartige Studien, ihrer weitgehenden Verschüttung durch rezente Laven halber, erscheinen, so schön passen hierfür die von den Fjorden tief zerklüfteten Basaltplateaus des Nordens, Ostens und Westens der Insel, deren Bau noch fast in völliges Dunkel gehüllt, und deren gründliche Durchforschung eine der lohnendsten Aufgaben der isländischen Geologie sein müßte. Ich hoffe, auf einer späteren Reise dieser Frage näher treten zu können.

Immerhin ist uns bekannt, daß die Basaltplateaus sich durchweg aus flachen, nur wenig geneigten Basaltdecken zusammensetzen, deren Neigung auf viele Meilen hin eine vollkommen sich gleichbleibende ist. Auch die Mächtigkeit der Decken ändert sich auf weite Strecken hin nicht. Diese Tatsachen allein verweisen uns darauf, daß die Basaltdecken größtenteils aus Spalten ausgetreten sind, wenn wir diese auch nicht kennen. Denn keine andere Eruptionsart vermag derartige Bildungen zu schaffen, außer etwa die Lavavulkane, denen daher die Möglichkeit eines Anteils am Aufbau der Basaltplateaus nicht abgesprochen werden kann, wenn er auch noch nirgends erwiesen ist. Aber die Analogie mit der Entstehungsweise der rezenten und glazialen Lavadecken macht ihre Mitwirkung sehr wahrscheinlich, denn es läßt sich kein Grund erkennen, warum es heute Eruptionsformen geben sollte, die zur Tertiärzeit nicht existierten. Der ununterbrochen sich gleichbleibende Bau der Basaltplateaus läßt jedoch auch weiterhin noch erkennen, daß ebensowenig, wie heute, Stratovulkane zum Bau der Lavameere irgendwie wesentlich beigetragen haben. Sie scheinen vielmehr damals wie jetzt in den Gebieten starker vulkanischer Kraftentfaltung zu fehlen und hauptsächlich in Gebieten schwächerer vulkanischer Betätigung Mischformen verschiedener Eruptionstypen darzustellen, indem nämlich bei ihnen der Erguß geringer Magmamengen mit explosiver Tätigkeit wechselt. Doch kann man nicht verkennen, daß den Massenergüssen auf Spalten immerhin schon ein gewisser Grad von explosiver Kraftentfaltung innewohnt, im Gegensatz zu den Lavavulkanen, die daher als die eigentlichsten Erzeuger typischer Masseneruptionen gelten müssen.

Wir kennen die Mächtigkeit der isländischen Basaltplateaus nicht, da wir ihre Unterlage nicht kennen. Aus ihrer Neigung gegen das Innere des Landes zu läßt sich jedoch eine Mächtigkeit von mindestens 3000 m berechnen; die Küsten Islands stellen sich, außer im Süden, überall als schroffe Bruchlinien dar, so daß die Insel als mächtiger Block oder Horst aus dem Meere aufzutauchen scheint.

Der Bau Islands wiederholt sich noch in vielen anderen Teilen Nordeuropas, auf den Faer-Øer und in einem Teil Schottlands, so daß die Annahme eines einstigen Zusammenhanges dieser Basaltdecken viel für sich hat. STÜBEL faßte diese Basaltüberschüttungen unter dem Namen der nordeuropäischen Tertiärpanzerung zusammen. Schöne Monographien der Basalte Schottlands verdanken wir dem berühmten Werk A. GEIKIES: „Ancient Volcanoes of Great Britain“ [1]), das grundlegend für die Beurteilung und das

1) London 1897.

Studium des Basaltdecken wurde, während J. Geikie in den Transactions of the Royal Society of Edinburgh [1]) eingehende Untersuchungen des Basaltplateaus der Faer-Øer veröffentlichte.

Nur in Schottland kennt man den Untergrund der Basalte, die hier auf einer denudierten Oberfläche jüngerer Kreide ruhen. Bereits zwischen Basalten eingeschlossen finden sich auf den Faer-Øer wie auf Island zwei Kohlenhorizonte, deren Alter O. Heer aus den Versteinerungen als Miocän bestimmte. Doch hat sich mittlerweile herausgestellt, daß zahlreiche dieser Pflanzen bereits ins Eocän gehören, so daß damit der Beginn der nordeuropäischen Basalteruptionen noch weiter zurückgerückt wird, und jedenfalls mit den ersten Anfängen des Tertiärs (Paläocän) zusammenfällt. Ob freilich die Eruptionen sofort auf der ganzen Fläche der heutigen Basaltplateaus einsetzten, können wir nicht entscheiden.

Analoge Vorkommnisse basaltischer Massenergüsse kennen wir auch aus anderen Erdteilen in großer Zahl. Die größte Bedeutung gebührt hier vor allem den riesenhaften Basaltplateaus Nordamerikas, die von Idaho ununterbrochen bis Utah und Nevada und über das Gebiet der Cañons nach Arizona und Neu-Mexiko, im Norden nach Montana, im Westen nach Oregon reichen.

Durch die weitgehende Erforschung Utahs ist uns von dort ein Fall bekannt geworden, der einwandfrei die Zugehörigkeit eines Ganges zu einem Krater an der Oberfläche erkennen läßt, indem nämlich der Gang, von einem Flusse angeschnitten, die Ufer empor und gerade auf den auf der Höhe gelegenen Schlackenkegel zu läuft [2]).

Auch andere Teile der Erde weisen kolossale Basaltpanzerungen auf, wie die dekhanische Halbinsel, Kleinasien, Arabien u. a. Doch sind wir über diese unerforschten Gegenden noch zu wenig unterrichtet, um sie als Vergleiche für unsere isländischen Basaltplateaus heranziehen zu können. Aus Vergleichen mit den besser untersuchten Gegenden ergibt sich jedoch klar die vollkommene Analogie ihrer Basaltdecken mit denen Islands, und alles weist auf ihre gleichartige Bildung hin: vor allem scheinen Spaltenergüsse diese alten Lavameere erzeugt zu haben, wie sie es auch heute noch tun, unterstützt durch die Ergüsse großer, gasarmer Lavamassen aus den zentralen Krateren flacher, spaltenlos entstandener Kuppen, den Schildvulkanen.

1) Vol. 30. 1880.

2) Capt. C. E. Dutton, Geology of the high plateaux of Utah. — U. S. Geol. Survey of the Rocky Mountains, Region. 1880. pag. 198.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung . . . . . 3 [83]
Einreihung der Masseneruptionen in die Systematik der Vulkane — Lavavulkane und Spalteneruptionen — Masseneruptionen — Einteilung des Stoffes.

A. Lavavulkane.

I. Die Schildvulkane Islands

1. Allgemeine Charakteristik . . . . . 5 [85]
Charakteristischer Bau — Wesentliche Bestandteile.

2. Die Kollótta Dyngja als Typus der Schildvulkane . . . . . 6 [86]
Allgemeines — Oberfläche — Flüssigkeitsgrad des Magmas — Kraterring — Kraterkessel — Senkungsschlote.

3. Die Herđubreið . . . . . 9 [89]
Erstbesteigung — Streit über die vulkanische Natur des Berges — Prähistorische Ausbrüche — Der Anstieg — Tuffsockel — Lavakappe — Kontakt — Die Lava — Das Plateau — Kein Gletscher — Der Kraterring — Der Kraterkessel — Herđubreið, ein Schildvulkan — Sein Alter — Die Herđubreiđartögl.

4. Bláfjall und Sellandafjall . . . . . 13 [93]
Thoroddsens Mitteilungen — Bláfjall war kein Nunatak des glazialen Inlandeises — Alter der Einbrüche.

5. Die anderen Schildvulkane . . . . . 14 [94]
Aufzählung nach Thoroddsen — Statistik und Karteneinzeichnung Thoroddsens — Schilderung einzelner Eigentümlichkeiten — Die seitlichen Einbruchskessel — Ihr Charakter — Ihre Entstehung — Die Kraterringe — Ihr Aussehen — Ihre Entstehung — Böschungswinkel — Die Kraterringe sind nach den Eruptionen entstanden — Das Ausbruchsmaterial — Beschaffenheit der Laven — Petrographie — Die Ausbruchstätigkeit — Die Zeiten zwischen den Eruptionen — Verhältnis zwischen Lavakuppe und ihrer Umgebung — Die Ströme — Die Differenzierung der Lava zu Strömen.

6. Die Lage der Schildvulkane . . . . . 23 [103]
Thoroddsens Ansicht — Spaltentheorie — Kartenskizze über die Verteilung der glazialen und postglazialen Lavaschilde — Der vulkanische Gürtel und sein Verhältnis zu den Schildvulkanen — Spalten und Schildvulkane im Norden Islands — Die Förderschlote des Magmas — Ihre Gestalt — Es sind keine präexistierenden Spalten bei Schildvulkanen beobachtet — Die Lavaschilde des Südlandes und ihr Verhältnis zu Spalten — Die Schildvulkane sind von Spalten unabhängig — Die Kuppen stellen keine Senkungsfelder dar. — Die Tafelberge sind Horste — Die Schildvulkane sind Festigkeitszentren — Sie sind die Ursache der Tafelbergbildung in dem Ódáđahraun.

Seite

7. Die Bildung der Lavakuppen . . . . . 32 [112]
Thoroddsens Theorie — Knebels Theorie — Die Lavabänke sind echte Schichtflächen — Die Lavaschilde sind nicht durch eine Eruption entstanden.

8. Die glazialen Lavaschilde . . . . . 33 [113]
Ungenügendes Beobachtungsmaterial — Thoroddsens Mitteilungen — Ueberdeckung durch moderne Laven — Lage — Keine Spalten — Böschung — Beschreibung und Aufzählung der einzelnen Vulkane — Tertiäre Lavaschilde sind unbekannt — Aehnlichkeit der Lagerung der tertiären Basalte mit der der basaltischen Laven der Schildvulkane.

II. Vergleich mit den Lavavulkanen von Hawai . . . . . 36 [116]
Die Vulkane von Hawai als Vergleichsobjekte — Größenmodifikationen — Schlacken und Asche — Mauna Loa und Kilauea — Geographische Lage — Abhängigkeit von Spalten — Hebung und Senkung — Selbständige Eruptionszentra — Gipfel- und Flankeneruptionen — Dünnflüssigkeit des Magmas — Caldera — Krater — Einbrüche im Krater — Kraterring — Seitliche Einbruchskessel — Zusammenfassung.

B. Spalteneruptionen.

1. Allgemeine Charakteristik . . . . . 41 [121]
Definition — Tektonik und Vulkanismus — Bedeutung der Spalteneruptionen — Lage der Vulkanspalten — Vulkanspalten und Kraterreihen — Gang einer Spalteneruption — Einzelkrater und Schlackenmaterial — Gänge.

2. Die Spalteneruptionen von Reykjanes . . . . . 45 [125]
Der geologische Bau der Halbinsel — Tektonik und Vulkanismus — Die Kraterreihe Stampar — Lavaschrammen — Anordnung und Arten von Lockermassen bei Spalteneruptionen — Das Ögmundarhraun — Die anderen Vulkanreihen.

3. Ueber einige Vulkanspalten des Südlandes . . . . . 53 [133]
Die Hekla — Strömungserscheinungen der Lava — Die Heklakette — Die Vulkanspalten nördlich des Torfajökull — Ihr Zusammenhang mit dem Liparitgebirge und seinen Eruptionen — Die Eldgjá.

4. Laki

a) Die Umgebung . . . . . 60 [140]
Marschroute und Zeltplätze bei Laki — Das Kartenmaterial — Die Umgebung der Spalte — Geologischer Bau der Gegend — Die Ulfarsdalssker — Die Uxatindar — Die Unterlage der Lava von 1873 — Aeltere Kratergruppen.

b) Der Ausbruch von 1783 . . . . . 63 [143]
Literatur — Die Eruption der südwestlichen Spaltenhälfte — Die Eruption der nordöstlichen Spaltenhälfte — Ueberblick — Die Erforschung der Vulkanspalte.

c) Die südwestliche Kraterreihe . . . . . 67 [147]
Ihr Beginn — Die südlichen Schlackenkegel — Erdbebenspalten — Die zentralen Teile — Zusammengesetzte Vulkane — Phasen der Eruption — Aeltere Krater — Der nördliche Teil der Spalte mit seinen Schweißschlackengebilden — Primäre Hornitos — Ueberblick.

d) Der Berg Laki und seine Umgebung . . . . . 73 [153]
Der Berg Laki — Symmetrie des geologischen Baues im Osten und Westen von Laki — Der Grabenbruch von Laki — Die Vulkanspalte im Bergmassiv — Desgleichen im Vorlande — Ihr Alter — Kleine Grabenbrüche von 1783 — Die Grabenbrüche und ihr Zusammenhang mit der Eruption.

Seite

e) Die nordöstliche Kraterreihe . . . . . 78 [158]
Phasen der Eruption — Die Vulkanreihe — Erhebungskraterähnliche Explosionsgräben — Der Lavasee — Rückfluß von Magma — Aeltere Kratergruppen — Die Zone der größten Massenergüsse — Die nordöstliche Schlackenkegelreihe — Ueberblick.

f) Das Lavafeld . . . . . 84 [164]
Das Lavameer des südlichen Vorlandes — Das Flußsystem der Skaptá in der Lava — Ein Beispiel aus Zentralisland — Strömungsbögen im Lavafeld — Das richtungslose Lavameer an der Lakispalte — Einzelströme — Ihr Charakter — Lavapfropfen — Sappers Ansicht — Lage und Auftreten der Lavapfropfen — Ihre Entstehung.

5. Ueber einige Vulkanspalten des Nordlandes . . . . . 93 [173]
Ueberblick und allgemeine Charakteristik — Askja-Sveinagjá — Die Spalte des Leirhnúkur — Die Einbrüche und Ausbrüche des Myvatngebietes.

6. Glaziale und tertiäre Spalteneruptionen . . . . . 101 [181]
Lavadecken und Gänge — Glaziale Spalteneruptionen — Die tertiären Basaltergüsse Islands — Vergleich mit analogen Vorkommen.

Inhaltsverzeichnis . . . . . 104 [184]

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena. — 3764

Lebenslauf.

Als Sohn des Oberstleutnants Emil Reck und seiner Ehefrau Jenny, geb. Dietz, wurde ich am 24. Januar 1886 zu Würzburg geboren. Dortselbst besuchte ich die Volksschule und das Königl. Humanistische Neue Gymnasium, dessen Reifezeugnis ich im Sommer 1904 erlangte.

Hiernach studierte ich Geologie an den Universitäten von Würzburg (3 Semester), London (1), München (3) und Berlin (2), und hörte dabei die Vorlesungen und die Uebungen der Herren: Beckenkamp, Belowsky, Boveri, Branca, Broili, Garwood, Groth, Hertwig, Ramsay, Regel, Stromer von Reichenbach, Rothpletz, Schulze, Stille, Tafel, Wien und Wolff.

Ihnen allen sage ich meinen herzlichsten und aufrichtigsten Dank.

Zur Erweiterung meiner Kenntnisse besuchte ich auf mehrfachen Reisen unter anderem Skandinavien, Großbritannien, Südeuropa, Nordafrika.

Der gütigen Fürsprache von Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. W. Branca verdanke ich die weitgehende Unterstützung einer wissenschaftlichen Forschungsreise in Island im Sommer 1908 durch die Königl. preußische Akademie der Wissenschaften.

Als eines der Resultate dieser Expedition lege ich diese Arbeit der Oeffentlichkeit vor und gestatte mir, dem Hohen Kuratorium sowohl, sowie auch meinem hochverehrten Lehrer und Meister, Herrn Geheimrat Branca, dem ich hauptsächlich die Anregung zu meinen vulkanologischen Studien verdanke, meinen ehrerbietigsten Dank auszusprechen.

Ganz besonderen Dank schulde ich auch meinem hochverehrten Lehrer in München, Herrn Professor Dr. A. Rothpletz, der mit warmem Interesse die Ausführung dieser Arbeit überwachte und dieselbe durch mancherlei Winke und Anregungen förderte.

Berlin, Geologisches Institut.
Mai 1910.

Fig. 1. Kollótta Dyngja; von Osten. Nach einem Originalaquarell von Frl. J. v. Grumbkow.

Fig. 2. Der Krater der Kollótta Dyngja.